

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DATATION ET TRAÇAGE PAR LES ISOTOPES DES GAZ RARES DES
EAUX SOUTERRAINES D'AMOS, ABITIBI-TÉMISCAMINGUE, CANADA

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

CHRISTINE BOUCHER

NOVEMBRE 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier de nombreuses personnes, en cette journée ensoleillée, qui ont tous contribué de façon significative à l'épanouissement de ce projet de maîtrise. Bien entendu, Daniele Luigi Pinti, mon directeur de recherche, qui a su m'éclairer par ces compétences dans le domaine de la géochimie isotopique. Il a su me communiquer son intérêt en la matière et sa curiosité en me laissant assez de liberté pour découvrir des avenues différentes tout en m'encadrant. Mon codirecteur, Martin Roy, pour son soutien et son partage de connaissance du Quaternaire. Chris Hall et Maria Clara Castro, de l'Université du Michigan, pour les analyses de nos échantillons à l'aide du spectromètre, ainsi que pour nos conversations enrichissantes par courrier électronique. Vincent Cloutier et Daniel Blanchette, qui m'ont également grandement aidée en ce qui concerne l'encadrement des activités d'échantillonnage en plus de me fournir un bon support informatique comportant les données géochimiques (dont le tritium) nécessaires à mes analyses. Raynald Lapointe, Denise Fontaine et Bassam Ghaleb pour leurs précieux conseils et leur excellent assistance. Également, les municipalités d'Amos, de Landrienne et de Barraute, le MDDEFP ainsi que les privés qui ont bien voulu nous accueillir, sans qui, nous n'aurions pas pu élaborer ce projet. Le personnel du laboratoire SLOWPOKE, de l'Université de Montréal, pour leur analyse en activation neutronique. Finalement, mes amis et ma famille, tout particulièrement Patrice et Laureline pour leur aide et leur présence.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xiii
RÉSUMÉ	xv
INTRODUCTION	1
0.1 Problématique : Mise en contexte	1
0.1.1 Localisation de la zone d'étude et des échantillons	1
0.2 Objectif	4
0.3 Méthodologie	6
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE	9
1.1 Géologie régionale	9
1.1.1 Le socle rocheux	9
1.1.2 Histoire de déposition des dépôts meubles	11
1.2 Les eskers	15
1.2.1 Composition pétrographique	16
1.2.2 Types d'eskers	17
1.3 Hydrogéologie du secteur d'étude	19
1.3.1 Configuration géologique des aquifères	20
1.3.2 Esker de SMB	22
1.3.3 Esker de Barraute	24
1.4 Hydrogéochimie de la région d'Amos	25
CHAPITRE II	
MÉTHODES	31
2.1 Notions d'hydrogéochimie	31
2.2 Notions d'hydrologie isotopique	32
2.3 Les isotopes des gaz rares pour le traçage et la datation de l'eau	33

2.3.1	Sources principales des gaz rares dans les eaux souterraines	35
2.3.2	Traçage de l'eau par les isotopes de l'hélium (^3He , ^4He)	37
2.4	Datation $^3\text{H}/^3\text{He}$	39
2.4.1	Principes	39
2.4.2	Calculs des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$	43
2.5	Datation U-Th- ^4He	45
2.5.1	Origine de l'hélium radiogénique dans l'eau	48
2.5.2	Calculs des âges U-Th- ^4He	50
2.6	Paramètres liés aux conditions lors de la recharge	52
2.6.1	L'excès d'air	52
2.6.2	Le fractionnement	53
2.6.3	Les paléotempératures	55
2.7	Échantillonnage	58
2.8	Analyse en laboratoire	60
CHAPITRE III		
ANALYSE DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES PAR LES ISO-		
TOPES DES GAZ RARES		63
3.1	Résultats des analyses en gaz rares	63
3.2	Traçage par les isotopes des gaz rares	66
3.3	Datation $^3\text{H}/^3\text{He}$	70
3.3.1	Résultats de la datation $^3\text{H}/^3\text{He}$	70
3.3.2	Analyse de la datation $^3\text{H}/^3\text{He}$	72
3.4	Datations U-Th- ^4He	78
3.4.1	Résultats des trois modèles de datation (U-Th)/ ^4He	78
3.4.2	Évaluation des trois modèles de datation (U-Th)/ ^4He	79
3.5	Traçage géochimique des eaux	83
3.5.1	Origine de l'eau ancienne décelée par la datation U-Th- ^4He	83
3.5.2	Évaluation du taux de production en ^4He	90
3.5.3	Conditions lors de la recharge	92
3.6	Analyse des températures de recharge, du fractionnement et de l'excès d'air	99

3.6.1	Rétrospective sur le modèle «UA»	106
3.6.2	Observations	111
3.7	Récapitulatifs	112
CONCLUSION		115
ANNEXE		119
BIBLIOGRAPHIE		123

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
0.1 Localisation du secteur d'étude. (Carte géologique modifiée du Sud de l'Abitibi provenant de l'observatoire de l'Abitibi-Témiscamingue.) (Observatoire de l'Abitibi Témiscamingue, 2010)	2
0.2 Localisation des puits échantillonnés au cours de l'été 2011.	4
1.1 Carte géologique du secteur d'étude.	10
1.2 Cartographie des dépôts de surface du secteur à l'étude.	12
1.3 Type d'esker d'après Veillette (2004) et Riverin (2006).	18
1.4 Coupe longitudinale de l'esker avec a) localisation de la coupe sur la carte des formations superficielles et b) coupe transversale à l'esker produit à partir du modèle géologique 3D (Riverin, 2006). On observe en a) les puits de pompage de la municipalité d'Amos où l'on trouve les sources d'Amos et les captages de la ville, les puits de pompage d'EVH (maintenant ESKA) où se situent aussi les sources Crépault et enfin les sources de la pisciculture Saint-Mathieu.	22
1.5 Géologie de surface et modélisation d'une coupe transversale des sédiments quaternaires entre la Moraine d'Harricana et l'esker de Barraute. Tirée de Veillette <i>et al.</i> (2007).	24
1.6 Diagramme de Piper et de Schöller Berkloff illustrant la géochimie des puits sélectionnés pour l'analyse des gaz rares.	27
1.7 Droite des Eaux Métériques d'Amos (DEMA) obtenue par (Castelli, 2012) avec les valeurs en $\delta^2\text{H}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ de quelques puits sélectionnés pour notre étude.	29
2.1 A) Modélisation d'une coupe transversale d'un aquifère d'un esker avec aperçu des sources (atmosphérique/tritiogénique/radiogénique). La ligne pointillée représente la limite supérieure de la zone saturée. Les puits s'insèrent soit dans la zone de recharge de l'esker (P1), soit dans sa portion recouverte d'argile (P2), soit dans le roc ou dans des secteurs granulaires locaux sous la couche argileuse (P3). B) Modèle conceptuel idéal d'écoulement <i>Piston</i> d'une coupe longitudinale de l'esker. Figure de Cloutier <i>et al.</i> (2007a) modifiée par Boucher (2012).	38

2.2	Trois modèles de déplacement de l'eau souterraine illustrant l'écoulement piston sans (a) ou avec (b) dispersion dans un aquifère captif, et l'écoulement dans un système libre (c). Ce dernier résulte d'un mélange rapide de différents écoulement au niveau des puits ou de la source. Figure de Geyh (2001).	40
2.3	Modèle schématique d'écoulement de l'eau en coupe de l'esker de SMB en condition de nappe captive montrant les différentes hypothèses pour expliquer une augmentation de l'implication de la source radiogénique dans l'eau.	49
2.4	(A) Localisation des puits échantillonnés. (B) Photo de la moraine d'Harricana prise par Virginie Daubois. (C) Photo d'un piézomètre installé dans la moraine d'Harricana.	59
2.5	(A) Système de pompage; (B) système d'échantillonnage; (C) système de mâchoires permettant de sceller le tube de cuivre.	60
2.6	Schéma simplifié d'un spectromètre de masse. Les ions trop lourds sont peu déviés et les ions trop légers sont très déviés.	62
3.1	Graphique R/R_a en fonction de $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ de l'eau des puits étudiés. . .	66
3.2	Graphique R/R_a en fonction de $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ de l'eau des puits étudiés. . .	67
3.3	Graphique de R/R_a en fonction de la profondeur et de la salinité (TDI) en fonction de la profondeur	69
3.4	Comparaison entre $^3\text{He}_{\text{tot}} - ^3\text{He}_{\text{exc}}$ et $^4\text{He}_{\text{eq}}$ corrigé pour $^4\text{He}_{\text{tot}} - ^4\text{He}_{\text{exc}}$. L'ordonnée à l'origine correspond au rapport terrigène expérimental en considérant l'apport en $^3\text{He}_{\text{trit}}$ négligeable.	71
3.5	Comparaison entre les concentrations initiales en tritium dans les échantillons au moment de la recharge ($^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{tritogénique}}$) avec les concentrations en tritium enregistrées dans les précipitations à Ottawa (AEIA/ OMM 2007) pour (1) $R_{\text{terr}} = 0, 2R_a$ et (2) $R_{\text{terr}} = 0, 012R_a$. La courbe noire désigne la moyenne des valeurs en tritium dans les précipitations.	73
3.6	Concentration du tritium injecté lors de la recharge ($^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{trit}}$) et du tritium initiale lors de l'échantillonnage en fonction de l'âge apparent. a) Valeurs mesurées. b) Valeurs estimés (rouges), en considérant une dispersion du tritium pour l'échantillon SMB3.	74
3.7	Âge apparent $^3\text{H} - ^3\text{He}$ en fonction de la profondeur du puits pour deux modèles (1 et 2)	76
3.8	Relation entre la composition isotopique (e.g) du mélange avec le temps de résidence moyen. Image modifiée tirée de Geyh (2001).	77

3.9	Comparaison entre les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ (ans) et de la concentration en ^4He (ccSTP)	80
3.10	Log lithologique des unités environnantes les puits du secteur sud de l'esker Saint-Mathieu de Berry. Les chiffres à l'intérieur des unités désignent l'épaisseur de chaque couche en mètres.	85
3.11	Augmentation de la concentration en silice avec l'âge U-Th- ^4He corrigé.	86
3.12	Augmentation de la concentration en molybdène et des sulfates avec l'âge U-Th- ^4He corrigé.	87
3.13	(A) Aperçu des puits échantillonnés dans l'esker Saint-Mathieu de Berry (SMB) en image satellite (Google Earth). (B) Agrandissement des puits prélevés dans le secteur nord et (C) dans le secteur de la pisciculture au sud.	88
3.14	Âge U - Th - ^4He (ans) et TDI (g/L) en fonction de la longitude (m).	89
3.15	Température de recharge $^{\circ}\text{C}$ en fonction de l'élévation estimée pour la recharge (m).	92
3.16	(A) Âge U-Th- ^4He (ans) et profondeur des puits (m) en fonction des températures de recharge des puits $^{\circ}\text{C}$	94
3.17	(a) $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ en fonction de l'âge U-Th- ^4He (méthode 3). (b)	95
3.18	(A) Air en excès en fonction de la concentration en NH_4^+	97
3.19	Concentration en Ne en fonction de la concentration en He ($\text{cm}^3\text{STPg}^{-1}$). La courbe noire désigne les températures de solubilisation à l'équilibre (ASW) possibles.	100
3.20	(A) $\text{F}^{(84}\text{Kr})$ en fonction du $\text{F}^{(132}\text{Xe})$. (B) $\text{F}^{(132}\text{Xe})$ en fonction du $\text{F}^{(20}\text{Ne})$. (C) $\text{F}^{(84}\text{Kr})$ en fonction du $\text{F}^{(20}\text{Ne})$. Tous les fractionnements sont comparés à ceux de l'atmosphère (ASW-entre 6 et 20°C) et à ceux correspondant à la diffusion moléculaire de Rayleigh à partir d'une température de 20°C (Courbe de dégazage). Les chiffres gris sur la courbe de dégazage désigne la valeur de fractionnement.	103
3.21	(A) $\text{F}^{(84}\text{Kr})$ en fonction du $\text{F}^{(132}\text{Xe})$; (B) $\text{F}^{(132}\text{Xe})$ en fonction du $\text{F}^{(20}\text{Ne})$; (C) $\text{F}^{(84}\text{Kr})$ en fonction du $\text{F}^{(20}\text{Ne})$ corrigés pour une perte systématique lors des analyses en Xe et en Kr de 8%. Tous les fractionnements sont comparés à ceux de l'atmosphère (ASW-entre 0 et 24°C) et à ceux correspondant à la diffusion moléculaire de Rayleigh à partir d'une température de 12°C (Courbe de dégazage). Les chiffres gris sur la courbe de dégazage désigne la valeur de fractionnement.	105

3.22	$F(^{20}\text{Ne})$ en fonction de l'excès d'air. Les points désignent les valeurs obtenues pour nos échantillons.	106
3.23	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de l'air en excès calculé par le modèle «UA».	107
3.24	Graphique de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	110
3.25	Fractionnement isotopique du ^{132}Xe , du ^{20}Ne et du ^{84}Kr normalisé par la profondeur du puits (a,c,e) et par l'âge U-Th- ^4He obtenu grâce à la méthode 3 (b,d,f).	111
3.26	Variations entre les températures de recharge décelées par le programme <i>Paleotemp</i> par rapport à celles du programme de Ballentine et Hall (1999b)	120
3.27	Log stratigraphique des puits SMB1 et SMB2	121
3.28	Log stratigraphique des puits P1, P2 et Landrienne	122

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Caractéristiques des puits	26
3.1 Concentrations en He, Ne, Ar, Kr et Xe	63
3.2 Rapports isotopiques de l'hélium, du néon et de l'argon	64
3.3 Température de recharge «UA model» (Ballentine et Hall, 1999b) . . .	65
3.4 Âges apparents $^3\text{H} - ^3\text{He}$ calculés en fonction des concentrations en tritium et en $^3\text{He}_{\text{trit}}$ dans l'eau au moment l'échantillonnage (Activités initiales= a_o) pour $R_{\text{terrigenique}}$ de (1) 0.2 Ra et (2) 0.012 Ra.	70
3.5 Comparaison des résultats des datations U-Th- ^4He et $^3\text{H} - ^3\text{He}$	78
3.6 Résultats des analyses en activation neutronique	79
3.7 Estimation des moyennes de concentrations en U (ppm) et en Th (ppm) et des taux de production en ^4He ($\text{ccSTP} * g_{\text{roche}}^{-1} * \text{an}^{-1}$)	84
3.8 Fractionnement isotopique du ^{132}Xe , du ^{20}Ne et du ^{84}Kr	102
3.9 Température de recharge, «NOBLEBOOK» et «Paleotemp» (modèle «UA»)	119
3.10 Estimation des élévations de recharge	120
3.11 Concentrations en mg/L en éléments dissous (NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , Mo, Si) dans l'eau pour l'année 2010 (Données UQAT)	121

RÉSUMÉ

La région de l'Abitibi renferme d'abondants dépôts fluvioglaciaires de sables et de graviers, notamment des eskers, reconnus comme des aquifères exceptionnels étant donné leurs caractéristiques hydrogéologiques intrinsèques et la faible perméabilité du roc sous-jacent. Une meilleure compréhension des régimes hydrauliques relatifs à ces systèmes est nécessaire afin d'établir une gestion adaptée de la ressource hydrique. Ainsi, une étude ayant recours aux isotopes des gaz rares fut initiée dans les eskers de la région d'Amos. Douze échantillons d'eaux furent prélevés dans l'esker Saint-Mathieu-Berry (SMB), la moraine d'Harricana, l'esker de Barraute et dans la plaine argileuse située entre ces formations.

Spécifiquement, des analyses sur les concentrations en gaz rares ont été effectuées. Les résultats des rapports $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ contre $^3\text{He}/^4\text{He}$ indiquent un mélange entre une composante radiogénique enrichie en ^4He , tritiogénique enrichie en ^3He et atmosphérique. Le rapport mesuré $^3\text{He}/^4\text{He}$ normalisé à celui de l'atmosphère (R/R_a), où $R_a = 1,386 \times 10^{-6}$, varie entre 0.224 ± 0.012 pour l'eau d'un puits privé prélevée dans le roc (P1) et 1.849 ± 0.036 pour le puits d'Amos. Les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$, obtenus grâce aux contenus en tritium et en ^3He mesurés, dévoilent la présence d'eaux modernes (≤ 32 ans) situées principalement dans les formations fluvioglaciaires. La moraine d'Harricana, marquée par une signature atmosphérique, présente les eaux les plus jeunes variant entre 6.44 ± 1.30 et 9.80 ± 1.29 ans. Les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ montrent une relation linéaire avec la profondeur des puits pour l'esker Saint-Mathieu-Berry (SMB) et la moraine d'Harricana. Cette relation, appuyant l'utilisation du *modèle d'écoulement piston* pour la plupart des puits, permet de calculer des gradients verticaux d'infiltration variant entre 0.9 et 7 m/an. Elle permet d'identifier un phénomène de dispersion/diffusion dans les puits du secteur sud de l'esker de SMB appuyé par la comparaison entre les concentrations en tritium et la courbe des précipitations à Ottawa. De ce fait, la datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ ne semble pas valide pour les puits du secteur sud.

La calibration du taux de production en ^4He permet l'estimation des temps de séjour ($\text{U-Th}/^4\text{He}$) des eaux dans les aquifères. Ces derniers montrent l'occurrence de masses d'eaux intermédiaires (50 à 6000 ans) et fossiles (≥ 6000 ans). Quatre échantillons de l'esker de SMB montrent des eaux possiblement d'âge intermédiaire (50 à 738 ans) selon les analyses ($\text{U-Th}/^4\text{He}$), mais modernes selon les analyses $^3\text{H}/^3\text{He}$. Ces puits, en grande partie situés dans une zone de faille de type indéterminé, montre une signature d'un mélange entre une eau ancienne circulant dans les zones fragilisées du socle granitiques sous-jacent l'esker et de l'eau jeune. Les eaux de l'esker ne présentent pas de signature typique des eaux profondes circulant dans la plaine argileuse.

D'autre part, l'âge apparent (U-Th)/ ^4He le plus élevé de la zone d'étude est d'environ 8000 ans. Cet âge correspond à celui d'un puits situé dans le socle fracturé de la plaine argileuse. La salinité et le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ mis en fonction de la profondeur des puits suggèrent un mélange entre de l'eau minéralisée riche en ^4He radiogénique et de l'eau douce moderne plus superficielle dans l'aquifère du socle rocheux de la plaine. Cela peut également indiquer une augmentation graduelle de la salinité engendrée lors du transport de l'eau puisque le temps de séjour augmente aussi avec la distance longitudinale par rapport à la moraine d'Harricana. Ainsi, la moraine semble représenter une zone de recharge importante à la fois pour l'esker de Barraute et pour le socle de la plaine argileuse. Notons que les eaux les plus minéralisées et riches en ^4He radiogénique sont celles provenant du socle fracturé Archéen de la plaine argileuse.

Les températures de recharge obtenues varient entre $-0.10 \pm 0.61^\circ\text{C}$ et $11.64 \pm 0.73^\circ\text{C}$. Pour la plupart des puits, elles diminuent avec l'augmentation de l'élévation estimée pour la recharge. Les échantillons situés dans la plaine montrent les températures de recharge les plus basses (entre -0.10 et 2.91°C), alors que celles de l'esker SMB se situent entre 6.19 et 11.6°C . La paléotempérature pour la moraine d'Harricana est plus faible en surface (3.87°C) qu'en profondeur (9.52°C).

INTRODUCTION

0.1 Problématique : Mise en contexte

Les eskers sont des dépôts de sables et de graviers formés dans des tunnels sous-glaciaires dont la forme est celle d'une crête allongée linéaire ou sinueuse, continue ou discontinue pouvant s'étendre sur des centaines de kilomètres (Allard, 1974). Dans la région d'Amos, en Abitibi-Témiscamingue (Québec), ces vestiges de l'ère glaciaire constituent pour la plupart des aquifères contenant une eau potable de qualité exceptionnelle. Celui de Saint-Mathieu de Berry (SMB), récipiendaire du prix de la Berkeley Springs Water en 2001, attira la convoitise d'Eaux vives Harricana (EVH) qui y implanta une usine d'embouteillage d'eau qui fut, en septembre 2005, vendue à Eaux vives Water Bottling Corporation (EVWB). Cette industrie d'embouteillage est mieux connue par le grand public par la marque commerciale ESKA (ESKA, 2012). La ville d'Amos puise également l'eau de cet esker par l'intermédiaire de deux puits de captage permettant de desservir ~80% de la population locale regroupant environ 13 632 habitants (Amos, 1999). Conséquemment, l'eau des eskers doit être protégée puisqu'elle constitue une ressource relativement limitée et d'une qualité exceptionnelle.

0.1.1 Localisation de la zone d'étude et des échantillons

La zone d'étude se situe en Abitibi-Témiscamingue, au sud-ouest de la province du Québec, au Canada. D'une superficie ~ 860 km², elle couvre les municipalités d'Amos, de La Motte, de Landrienne et de Barraute. Du point de vue géologique, elle fait partie de la Province du Supérieur composant le Bouclier canadien (Fig. 0.1).

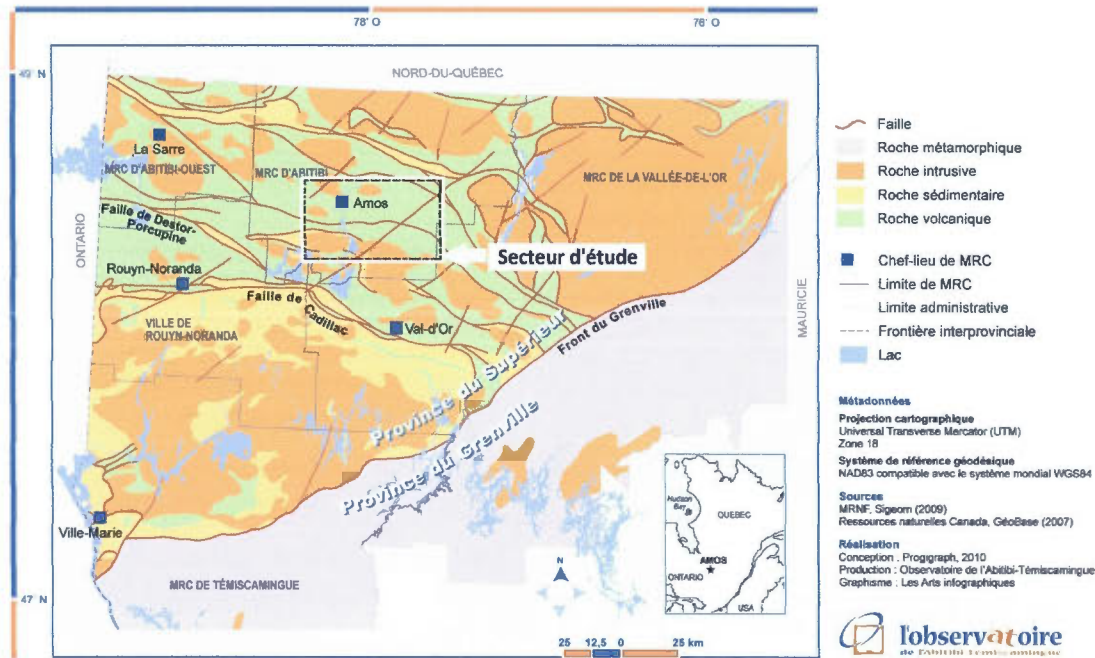


Figure 0.1 Localisation du secteur d'étude. (Carte géologique modifiée du Sud de l'Abitibi provenant de l'observatoire de l'Abitibi-Témiscamingue.) (Observatoire de l'Abitibi Témiscamingue, 2010)

Notre zone d'étude est stratégique puisqu'elle intègre des travaux de reconnaissance approfondis du système hydrogéologique de l'esker SMB par Riverin (2006) et de l'hydrogéochimie des sources associées aux eskers par Maqsoud *et al.* (2004) et Castelli (2012). Une base de données hydrogéochimiques incluant les constituants majeurs, mineurs et traces ainsi que les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) est ainsi disponible. De plus, certains échantillons ont été analysés également pour le tritium, élément essentiel pour la datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$. La zone d'étude comporte une bonne représentativité des principaux types de formations fluvioglaciaires de la région, soit partiellement recouvert par l'argile en nappe captive ainsi qu'en nappe libre et totalement recouvert par l'argile. D'autre part, elle est facilement accessible. Les cartes topographiques 32C05 (Barraute), 32C12 (Landrienne), 32D08 (La Motte) et 32D09 (Amos) englobent notre zone d'étude.

Notre secteur d'étude se situe principalement dans le Bassin versant de la Rivière Harricana. Ce dernier est délimité à l'ouest par l'esker de SMB du Bassin versant de la Rivière des Outaouais et à l'est par la moraine d'Harricana du Bassin versant de la Rivière Nottaway. Ainsi, le secteur comporte notamment la rivière Harricana qui se draine vers le nord dans le réseau hydrographique de la Baie-James. De nombreux lacs s'y trouvent, dont le lac Beauchamp à l'ouest de la ville d'Amos, le lac Fiedmont au sud de la ville de Barraute, le lac La Motte et le lac Figuery vers l'extrémité sud de l'esker SMB. En basses altitudes, des zones mal drainées marécageuses parsèment le paysage.

La zone à l'étude présente une altitude moyenne approximative de 300 m. Son relief est formé par une plaine argileuse dissociée par des accumulations fluvioglaciaires orientées environ nord-sud et par quelques collines. En ce déplaçant de l'ouest vers l'est à partir de la municipalité d'Amos vers celle de Barraute, on croise respectivement l'esker de SMB, la moraine d'Harricana et l'esker de Barraute. Légèrement au sud-ouest de la ville de Barraute, on rencontre le Mont-Vidéo culminant à 470 m d'altitude.

Le domaine bioclimatique est celui de la sapinière à bouleau blanc. Les milieux déboisés se présentent principalement aux endroits urbanisés, réservés à l'agriculture (situés surtout dans la plaine où l'on retrouve une couche argileuse en surface d'origine postglaciaire) et routiers. Ces derniers intègrent les sentiers d'accès aux sablières/gravières. L'exploitation de celles-ci se produit encore sur l'ensemble de l'esker de SMB, de l'esker de Barraute et sur une mince partie de la moraine d'Harricana. D'autres activités potentiellement polluantes menacent la qualité de l'eau souterraine. Par exemple, des dépôts en tranché fermé se localise sur l'esker de Barraute et sur la moraine d'Harricana. De plus, deux usines de traitement des eaux usées domestiques et un lieu d'enfouissement technique se situent légèrement au nord de la ville d'Amos. Cette dernière, renfermant également un cimetière d'automobile, est actuellement affectée d'une eau souterraine et d'un sol contaminés.

Au cours du mois d'août 2011, douze puits situés dans le secteur d'Amos furent sélectionnés, puis échantillonnés dans un intervalle d'environ une semaine (Fig.0.2). Plus précisément, trois puits municipaux (Amos, Barraute, Landrienne), deux puits du Ministère du Développement Durable et des Parcs (Har(S), Har(P)), deux puits de particuliers (P1, P2), trois puits de l'ancienne pisciculture Ferme-La-Truite (SMB 3, 4 et 5) et deux puits installés par l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (SMB 1 et 2) furent sélectionnés. Les eaux échantillonnées proviennent de l'esker de SMB, de l'esker de Barraute, de la moraine Harricana (Har) et de la plaine située entre ces formations. Notons que le SMB3 est un puits artésien jaillissant en nappe captive.

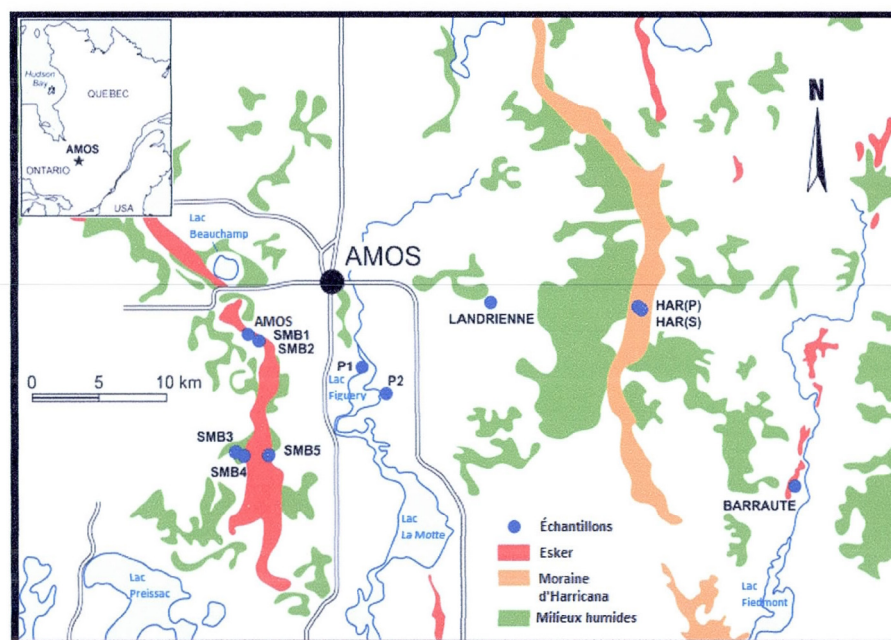


Figure 0.2 Localisation des puits échantillonnés au cours de l'été 2011.

0.2 Objectif

En mars 2009, le projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (PACES-AT) a été entrepris grâce à une subvention du Mi-

nistère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MD-DEFP) par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS-ÉTÉ), l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT), l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), l'Université du Québec à Montréal (UQAM), l'Université du Québec à Trois-Rivières (UQTR) et l'Université Laval. Ce projet, élaboré dans le cadre des activités du Groupe de Recherche Interuniversitaire sur les Eaux Souterraines (GRIES), a comme but principal d'élaborer un portrait global de la ressource en eau souterraine afin de mieux la protéger.

Des lacunes importantes subsistent au niveau de la connaissance des interactions entre les différents aquifères de la région d'Amos et du temps de séjour de l'eau des aquifères environnants celui de l'esker de SMB. Ces paramètres sont cruciaux afin de découvrir le temps nécessaire pour que l'eau soit évacuée du système. Cela indique les zones plus vulnérables à la pollution à court terme. Ainsi, une compréhension plus élargie du secteur, englobant l'esker de SMB, la moraine d'Harricana, l'esker de Barraute et la plaine argileuse située entre ces formations est nécessaire.

Afin de combler ces lacunes, nous avons initié une étude multi-isotopique ayant recours aux isotopes des gaz rares présents dans l'eau potable contenue à l'intérieur et entre les dépôts fluvioglaciaires de la région d'Amos (esker de SMB, esker de Barraute, moraine Harricana). Les gaz rares ciblés (He, Ne, Ar, Kr et Xe), comparativement aux autres types de traceurs usuels, sont inertes chimiquement en plus d'être peu abondants. Leurs isotopes s'avèrent d'excellents traceurs de l'évolution des fluides et sont particulièrement intéressants pour la datation et le traçage de l'eau (Pinti et Marty, 1995; Marsily *et al.*, 2002; Morikawa *et al.*, 2008). Cette étude est effectuée en collaboration avec l'Université du Québec à Témiscamingue (UQAT).

0.3 Méthodologie

Les isotopes de l'hélium (^3He et ^4He) seront utilisés afin d'obtenir, lorsque possible, des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ et U-Th- ^4He . De plus, le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ servira à l'estimation du temps de séjour de l'eau depuis son infiltration. Il contribuera également à la distinction des différentes masses d'eaux en présence ainsi qu'à leur contribution respective. Ainsi, des modèles d'âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ et U-Th- ^4He pourront être par la suite comparés afin d'obtenir la meilleure estimation possible du temps de séjour des eaux. Les processus de fractionnement entre les différents isotopes des gaz rares ainsi que les paléotempératures de recharge obtenues seront brièvement exposés afin d'apporter une perspective complémentaire sur le comportement de l'eau. Enfin, les conclusions de l'étude permettront d'appuyer ou non les hypothèses émises par quelques chercheurs comme Veillette *et al.* (2007) sur certains échanges effectués entre les différents aquifères, apportant ainsi une compréhension complémentaire essentielle.

Le déroulement de ce mémoire suivra trois étapes principales :

La première étape consiste en la compilation des données d'intérêts disponibles déjà établies pour notre secteur d'étude. Le Chapitre 2 se consacrera à la synthèse des informations intégrant plusieurs domaines (géologique, hydrogéologique, hydrogéochemie) pour le secteur d'étude. Cette synthèse est essentielle puisque notre discussion fera le lien entre ces données antérieures et nos résultats. Les données hydrogéochemiques provenant de l'UQAT et des travaux de Castelli (2012) y seront exposées et discutées.

La seconde étape nécessite l'intégration des méthodes d'analyse disponibles pour la datation et le choix de celles qui seront employées. Le Chapitre 3 se consacrera donc à l'explication des méthodes et des calculs préconisés pour l'obtention de nos résultats. Le Chapitre suivant explique la procédure utilisée lors de l'échantillonnage sur le terrain et

lors des analyses en laboratoire.

La dernière étape consiste en la compilation et au traitement des résultats sur les eaux souterraines prélevées. Elle comporte également l'intégration des résultats obtenus par d'autres chercheurs, notamment les données hydrochimiques obtenues par l'UQAT pour ces mêmes puits.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

1.1 Géologie régionale

1.1.1 Le socle rocheux

Le socle rocheux de la région d'Amos intègre la Province du Supérieur renfermant des roches datant de l'Archéen supérieur (2.85 à 2.65 Ga) qui peuvent représenter un intérêt économique significatif (Babineau, 1985; Hocq et Martineau, 1994; Labbé, 1995, 1999). Cette province est le résultat de la collision entre un îlot continental et une série d'arcs insulaires venant du sud. Cet événement généra un patron structural est-ouest marqué par l'accrétion successive d'arcs insulaires, de prismes sédimentaires et de méga-édifices granitiques (Landry et Mercier, 1992). Vers 2.7 Ga, ces formations furent juxtaposées au sud, par l'intermédiaire de la faille de Cadillac, à un second bloc continental composé principalement de roches sédimentaires. Cette juxtaposition incarne l'orogénèse kénoranéenne. Puis, au Protérozoïque, le noyau Archéen fut fragmenté par de grandes failles.

Notre secteur d'étude se situe dans la sous-province de l'Abitibi. Cette dernière incarne le plus grand ensemble volcano-sédimentaire archéen au monde. Elle se compose d'unités majoritairement orientées nord-ouest - sud-est conditionnées par des systèmes de failles (Hocq et Martineau, 1994). Ces unités sont représentées par des ceintures de roches volcaniques et de roches métasédimentaires disposées en alternance (Fig 1.1).

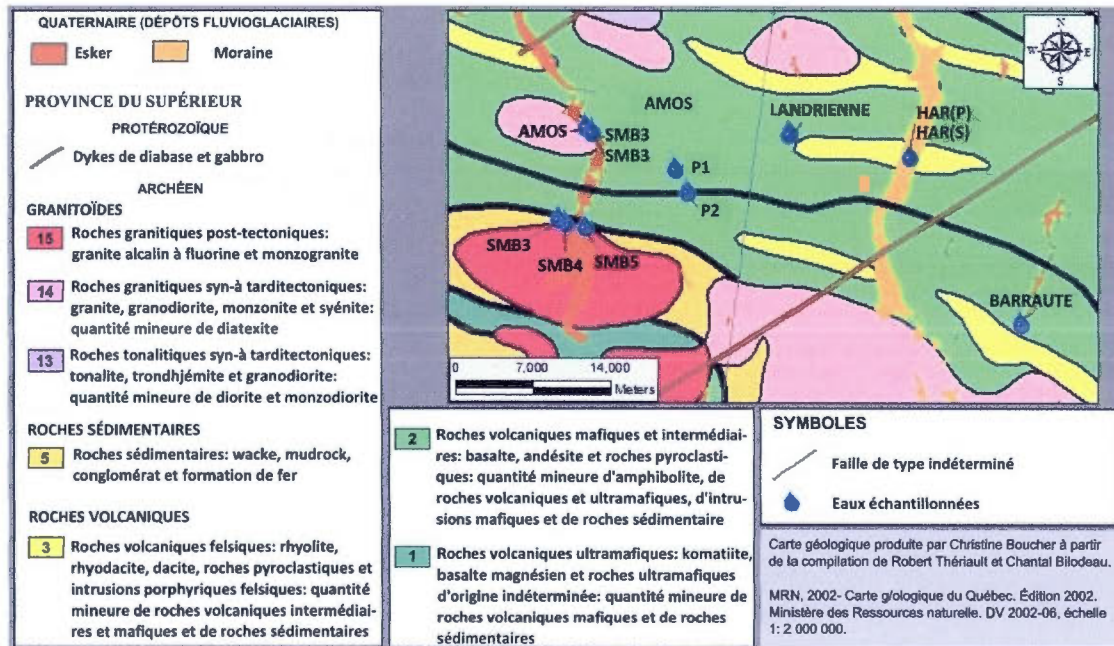


Figure 1.1 Carte géologique du secteur d'étude.

Les ceintures de roches vertes (unités 1 et 2) incarnent les plus vieilles roches du secteur (Fig.1.1). À l'intérieur de celles-ci se dissimulent des lentilles de roches volcaniques felsiques (unité 3). Les roches de types volcaniques keewatinien sont les principales roches qui affleurent selon Weber et Latulippe (1964). Celles-ci peuvent être traversées par des intrusions diverses comme des filons-couches de diorite et de gabbro, des péridotites serpentinisées et des pegmatites granitiques.

Les ceintures de roches d'origine sédimentaire se discernent dans la région de Saint-Mathieu d'Harricana, du territoire non organisé (TNO) Lac-Chicobi et de Rochebaucourt. Celles perceptibles dans notre secteur appartiennent à l'unité 5 composée de wacke, de mudrock, de conglomérat et de formation de fer.

Des plutons granitiques, des roches tonalitiques et des roches gneissiques recoupent la sous-province de l'Abitibi. Notre secteur montre principalement des roches granitiques et tonalitiques (unités 13, 14 et 15). Les roches tonalitiques se retrouvent aux limites de

Trécession, de Saint-Félix de Dalquier et d'Amos. Les intrusions granitiques, relativement circulaires, occupent quelques endroits dans l'ouest et le sud de la MRC. La zone sud de l'esker Saint-Mathieu de Berry est située sur le Batholite de Preissac-La Corne, soit une intrusion tardicinématique mise en place le long de l'anticlinal de La Pause dans les roches volcaniques mafiques à ultramafiques et les sédiments du Groupe de Malartic. Ce Batholite est bordé au nord par la Faille de Manneville et par la Faille de Cadillac-Larder au sud. Le secteur sud de l'esker se positionne plus précisément sur le pluton de La Motte, soit une suite tardive formée de monzogranite peralumineux. Ce pluton comprend un faciès à biotite et un faciès à biotite-muscovite-grenat. Le contact entre celui-ci et les schistes à biotite est formé d'une zone complexe d'aprites et de pegmatites vers l'est, d'une concentration de veines de quartz-molybdénite irrégulières au sud, et d'un métamorphisme de contact vers le nord (cordiérite, grenat, staurotide, sillimanite) (Mulja *et al.*, 1995a). Des veines à molybdène à l'intérieur du faciès muscovite-grenat sont trouvées du côté ouest de ce pluton doucet2001.

Au Protérozoïque, entre environ 600 millions et 1.7 milliards d'années, des dykes et des diabases se sont mis en place. Orientés nord-est - sud-ouest, ils recoupent presque perpendiculairement les roches archéennes et les failles.

1.1.2 Histoire de déposition des dépôts meubles

Il y a 18 Ka, lors de la dernière période glaciaire du Wisconsinien, l'inlandsis Laurentien atteint son apogée par la couverture de l'ensemble du Canada et du nord des États-Unis (Dyke et Prest, 1987). Ce dernier érode le roc et remanie les dépôts meubles préexistants sauf à de rares endroits situés hors de sa portée (Rondot, 1982; Veillette, 2000). Ces lieux présentent un till pré-wisconsinien surmonté par des sédiments fluviaux organiques et des sédiments glaciolacustres possiblement Sangamonien (Veillette et McClenaghan, 1996). De façon générale, les vestiges glaciaires de l'Abitibi subsistants sont majoritairement liés à la glaciation la plus récente.

La déglaciation cause la mise en place de dépôts fluvioglaciaires qui s'édifient progres-

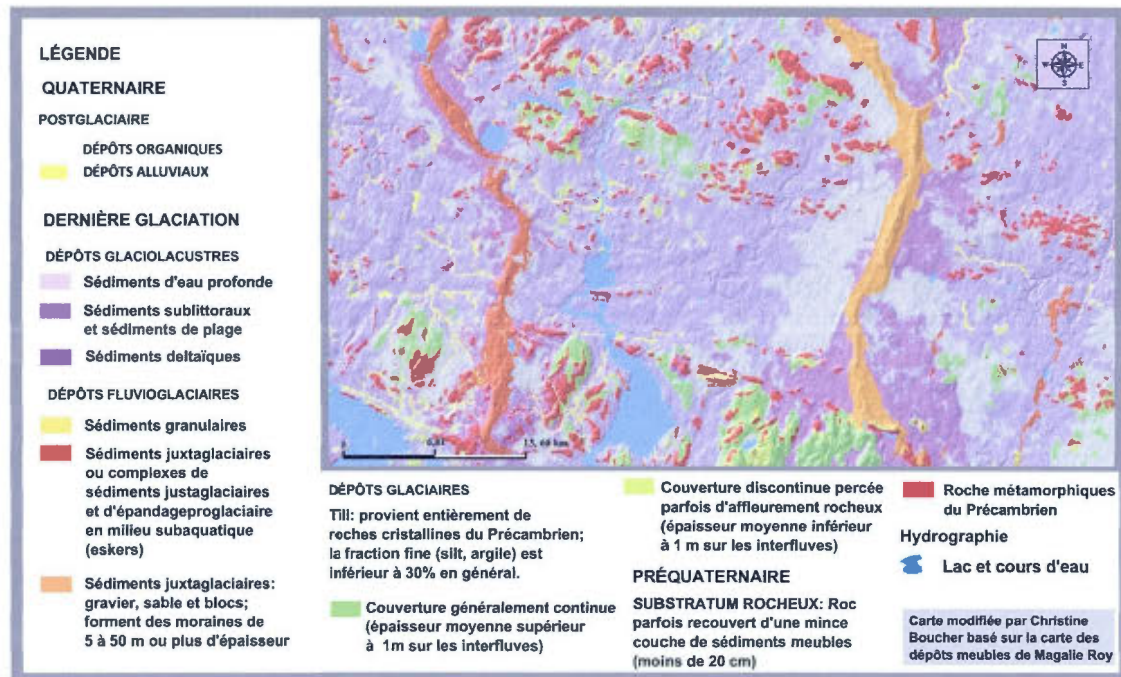


Figure 1.2 Cartographie des dépôts de surface du secteur à l'étude.

sivement du sud vers le nord en raison du mode de retrait glaciaire. C'est vers 10 Ka que la marge glaciaire atteint l'Abitibi (Veillette, 1983, 1988; Dyke et England, 2003). La moraine d'Harricana, dont la mise en place débuta il y a environ 11 000 ans, se forma en position interlobaire entre le glacier du Nouveau-Québec en retrait vers le nord-est et le glacier de l'Hudson en retrait vers le nord-ouest (Hardy, 1977; Veillette, 1983). Ces glaciers déposèrent deux tills de surface probablement de même âge représentés par le «Till de Matheson» retrouvé à l'ouest de la moraine et le «till du nord-est» situé à l'est de cette formation (Veillette et McClenaghan, 1996; Veillette, 2004). Notons que le secteur de l'esker de Barraute, situé à l'est de la moraine d'Harricana, est ainsi marqué par un recul glaciaire vers le NE (Paradis, 2005).

Un Till très compact, constitue l'unité de base de la colonne stratigraphique du secteur à l'étude (Brazeau, 2007; Veillette, 1988). Ce till est majoritairement dissimulé sous les autres dépôts, souvent de manière non-uniforme. Il affleure à de rares endroits comme à

proximité d'affleurement rocheux, notamment entre Berry et Amos (Rondot, 1982). Son épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres, mais se situe généralement entre 1 et 2 m (Riverin, 2006). Un till d'ablation fut également déposé, marqué par la présence de blocs erratiques éparses pouvant atteindre plusieurs mètres de diamètre. Ce till, beaucoup moins compact que le till de fond, s'est accumulé lors de la fonte du glacier au pourtour de collines rocheuses.

Le blocage de l'écoulement de l'eau de fonte, causé possiblement par la présence d'une moraine et par la suite par le relèvement isostatique, engendra la formation du Lac Barlow dans la vallée occupé par le Lac Témiskaming (Antevs, 1925; Veillette et McClenaghan, 1996). Ce lac proglaciaire est contemporain à la mise en place des eskers. Il fut le lieu de déposition de dépôts glaciolacustres, représentés principalement par des varves. Ces dernières se composent d'une couche de particules argileuses déposée en hiver et d'une couche de particules silteuses, souvent plus épaisse, mise en place en été. Ainsi, elles représentent un cycle annuel.

Les vagues des eaux du lac remanièrent les dépôts glaciaires et glaciolacustres formant des dépôts d'eaux peu profondes. Subséquemment, il y eut déposition de sables et de graviers stratifiés sur les dépôts glaciolacustres et empilement de blocs sur les versants et les replats de quelques collines (Rompré et Carrier, 1997). Le sommet de certains eskers fut modifié par le mouvement de l'eau du lac (Allard, 1974).

Puis, le Lac Barlow envahit les régions nouvellement déglacées du nord, formant ainsi un plan d'eau éphémère, le Lac Barlow-Objibway. Il y a 9500 ans, le Lac Barlow-Objibway donna naissance au Lac Objibway en Abitibi, séparés par la ligne de partage des eaux entre le bassin de la rivière Outaouais et celui de la Baie-James.

Entre 9.5 et 9 Ka avant aujourd'hui, une période intense de déglaciation survient, marquée par l'évacuation d'énormes quantités de glace en provenance du secteur du Labrador de l'inlandsis laurentidien. Ce bouleversement généra la formation de courant de glace (Veillette, 1997).

Entre 8000 et 8500 ans, trois récurrences locales du glacier d'Hudson sont survenues vers le sud, le sud-ouest et le sud-est. Ces crues glaciaires du glacier d'Hudson auraient été favorisées par la sédimentation d'argile dans le lac Ojibway, un substrat montrant une faible friction et facilement déformable (Hardy, 1976). Celles-ci auraient emmené des carbonates provenant des basses terres de la Baie d'Hudson et de la Baie James. Toutefois, ces écoulements semblent s'être arrêtés dans le secteur de Matagami, au nord de la région d'Amos (Brazeau, 2007).

Pendant ce temps, le lac Ojibway se déplaçait vers le nord, en relation avec le relèvement isostatique de la croûte terrestre (Rondot, 1982). Son drainage par la rivière des Outaouais vers le fleuve Saint-Laurent fut interrompu lors de l'effondrement du glacier d'Hudson vers 8 Ka. Cela engendra sa vidange complète vers la mer de Tyrell (Veillette, 1997; Barber *et al.*, 1999; Lajeunesse et St-Onge, 2008; Roy *et al.*, 2011).

Selon la chronologie varvaise de Veillette (1994), le lac Ojibway et le lac Barlow ont recouvert durant près de 2110 ans une grande partie de l'Abitibi et du nord ontarien. Les vestiges de l'ancien lac Barlow-Ojibway sont actuellement visibles à une altitude maximale de 380 m et minimale de 320 m. Le site du lac Berry montre que la profondeur du lac glaciaire à l'étape Temiscamingue fut d'au moins 60 m (Rondot, 1982).

La vidange du lac emmena la mise à découvert des argiles et des sables littoraux excepté aux endroits où il eut récurrences de la glace. Ces sables furent en partie déplacés par l'action des vents engendrant la formation de dunes couramment paraboliques, de 2 à 8 m de hauteur, et de cordons de dunes relativement parallèles aux eskers (Brazeau, 2007). Ces formations sont souvent érigées à proximité de moraines et d'eskers. D'autre part, l'action des vents causa également l'aplanissement du sommet de quelques eskers (Allard, 1974). Les tourbières seraient survenues environ 2000 ans après la vidange complète du lac Ojibway (Veillette, 2004).

1.2 Les eskers

Les eskers sont des dépôts de granulométrie généralement grossière qui ont été édifiés dans des tunnels sous-glaciaires ou dans des chenaux sub-aériens (Banerjee et McDonald, 1975). Ces formations fluvioglaciaires peuvent s'étaler sur plusieurs mètres ou kilomètres de longueur. En Abitibi, ils sont généralement de très grandes dimensions.

Selon Allard (1974), la morraine d'Harricana (appelé aussi esker de Mattagami), s'étendant sur 278 km du nord au sud avec une largeur maximum de 4422 m, incarne la formation la plus volumineuse de la région. Elle s'étale à partir du sud du village de Témiscaming jusqu'à la Baie James. Au niveau morphologique et hydrogéologique, celle-ci s'apparente à un esker. En ce qui concerne l'esker de SMB, il s'étend à partir de la municipalité de Berry jusqu'à celle de La Motte sur une longueur totale de 120 km. Son épaisseur varie entre 25 et 45 m et sa largeur entre 1 et 5 km (Riverin, 2006). Enfin, l'esker de Barraute couvre environ 20 km de longueur.

Les eskers du secteur sont généralement caractérisés par une stratification variable, un tri relativement mauvais et une granulométrie assez grossière. Ils sont principalement formés de débris dérivant du till adjacent aux crêtes et en amont de l'écoulement glaciaire (Bolduc, 1992). Toutefois, une partie de ces matériaux peut provenir de la charge intraglaciaire ou bien de l'érosion du socle par l'écoulement torrentiel (Levasseur et Pichonnet, 1995). Ainsi, certaines zones présentent un contact direct entre les sédiments fluvioglaciaires et le socle à cause la remobilisation entière du till par l'écoulement de l'eau dans les tunnels fluvioglaciaires.

Brennand (2000) classe les eskers de l'Abitibi à l'intérieur du «type I». Ce type d'esker est érigé dans des chenaux sous-glaciaires de type «R-channel», formant des réseaux synchrones et dendritiques, qui aboutissent à de l'eau stagnante. Le système de drainage sous-glaciaire «R-channel» signifie que les chenaux incisent la partie basale de la glace et créent un réseau de drainage arborescent. Le paléocourant généré dans les tunnels sous-glaciaires est très puissant. Sa force découle principalement de la pression engendrée par

l'épaisseur du glacier pouvant atteindre une centaine de mètres au-dessus de la surface. Conséquemment, la pression hydrostatique du courant diminue au marge de l'esker. En assumant une sédimentation constante le long des tunnels, on remarque toutefois un taux de sédimentation plus important aux marges de l'esker en raison de l'écoulement de moindre énergie qui résulte en un transport plus faible. La présence du Lac Barlow-Ojibway semble avoir favorisé les taux élevés de sédimentation en diminuant la force du paléo-courant. D'autre part, les caractéristiques du socle rocheux du Bouclier canadien auraient favorisé la mise en place de ce type d'esker en facilitant la décharge d'eau en la concentrant à l'interface roc/glace (Clark et Walder, 1994).

1.2.1 Composition pétrographique

La conservation des clastes est fonction de la puissance de l'eau qui agit sur le niveau d'altération de ceux-ci. Par exemple, les clastes metabasaltiques sont plus pauvrement préservés et plus arrondis dans les tunnels sous-glaciaires où le paléocourant fut élevé (Brennand, 2000). Notons que les eskers comportent généralement une composition pétrographique plus distale que le till (Bolduc *et al.*, 1987, 1988; Levasseur, 1993).

Les observations en laboratoire sur les granulats grossiers de l'esker de Barraute réalisées par Brazeau (2007) dévoilent la présence de clastes extrêmement diversifiés et représentatifs du socle rocheux sous-jacent de l'Abitibi. Ces dépôts sont donc principalement composés par des morceaux d'andésite, de basalte, de trachyte, de diorite, de syénite et de granite. Des fragments de rhyolite, de schiste à chlorite, de gneiss granitique et quelques morceaux de quartzite, de gneiss à biotite et de diabase sont également trouvés. La fraction sableuse est formée surtout de quartz, de feldspath et de micas. Elle présente aussi des traces de magnétite.

L'esker de SMB présente des dépôts bien triés à sa base, façonnés par un régime torrentiel (Rondot, 1982). Ils sont surmontés par des sédiments de type deltaïque qui se présentent au sommet de l'esker sous forme d'épaisses couches parallèles empilées en arche (Rondot, 1982). Ces dernières sont parfois recouvertes par des sables littoraux et des argiles. Le

complexe SMB semble posséder un coeur dont la granulométrie est grossière (Bolduc *et al.*, 2006). Rondot (1982) indique que l'esker se forme de 20 à 80% de graviers, cailloux ou blocs, de 25 à 75% de sables grossiers et de 2% de particules plus fines et argileuses. Les figures de courants sont marquées par des « cut and fill » à proximité des sédiments de base, des pavages de blocs ainsi que des rides de courant. Des « cut and fill » sont des structures de creusement formés par des petits chenaux d'érosion qui sont ultérieurement remplis. Les sédiments de l'esker semblent riches en minéraux silicatés comme le quartz et l'albite (Castelli, 2008). En diminuant en concentration, les autres minéraux sont représentés respectivement par les oxydes (Rutile, Magnétite, Ilminite), les carbonates (Dolomite) et les sulfures (Pyrite, Marcasite, Chalcopyrite, Sphalérite) (Blanchette *et al.*, 2011). Ces échantillons comportent des minéraux présentant des concentrations très pauvres en certaines espèces chimiques dominantes dans la nappe phréatique (HCO_3 , CO_3 et Cl).

1.2.2 Types d'eskers

La morphologie des eskers de l'Abitibi varie dans l'espace. Elle semble suivre les éléments importants de la structure du socle (Allard, 1974). La classification des eskers selon leur stratigraphie et leur structure interne élaborée par Veillette (2004) les regroupe en quatre types (Fig.1.3) :

Type A : Dépôt au-dessus du plus haut niveau atteint par le lac Ojibway avoisinant les 400 m d'altitude (Veillette, 1994). Ce type d'esker présente une crête bien formée et des flancs dont la pente est raide. Son potentiel aquifère est faible sur les interfluviaux là où la zone saturée est généralement importante. Il est absent dans la MRC d'Abitibi.

Type B : Dépôt sous le niveau du Lac Ojibway, mais au-dessus du plus haut niveau atteint par l'argile qui s'avère d'environ 320 m. Les vagues ont causé l'aplanissement des sommets de ces eskers ainsi que la redistribution des sables littoraux sur leurs flancs. Il présente un potentiel aquifère similaire au type A.

Figure de Boucher, C. (2012)

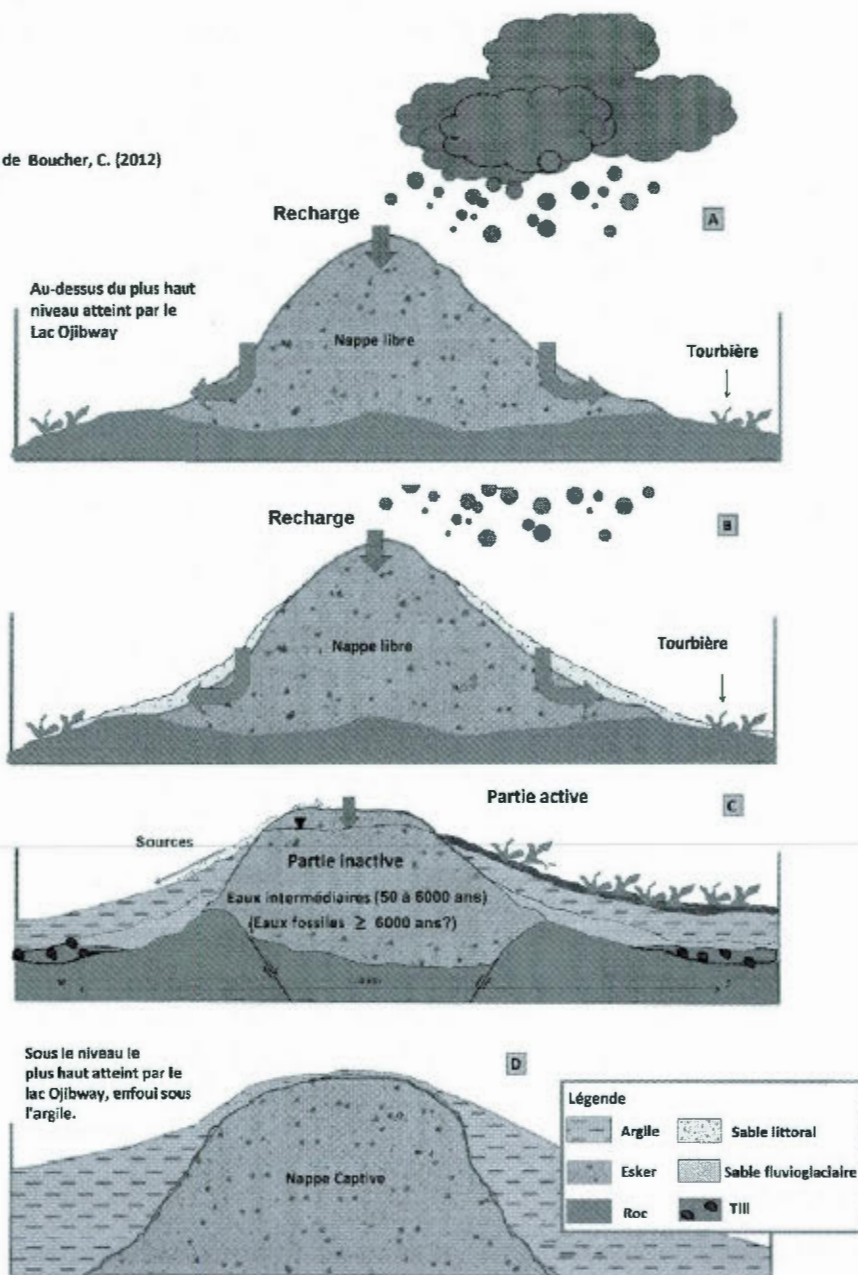


Figure 1.3 Type d'esker d'après Veillette (2004) et Riverin (2006).

Type C : Déposition sous le niveau du lac Ojibway, au-dessous et au-dessus du plus haut niveau atteint par l'argile. Son développement fut maximum sous des tranches d'eau

dont l'épaisseur est supérieure ou égale à 50 m. La rétention de l'eau souterraine est possible grâce à la présence de la couche d'argile imperméable déposée sur les flancs de ces dépôts fluvioglaciaires. Des sources peuvent émerger au contact entre les matériaux fluvioglaciaires (sables et graviers) et l'argile lorsque le niveau de l'eau dépasse la limite de recouvrement des argiles. Ce type d'esker constitue les aquifères les plus importants, caractérisés par les débits les plus élevés du secteur. À cause du mouvement des vagues, des sables littoraux furent par endroits étalés du sommet vers les flancs de l'esker.

Type D : Dépôt sous le niveau du Lac Ojibway et sous le plus haut niveau atteint par l'argile. L'eau est considérée en nappe captive à cause de l'enfouissement total sous l'argile imperméable. Ce type est retrouvé généralement dans les zones où le roc atteint une plus grande profondeur ou aux endroits où l'épaisseur des sédiments est plus faible.

Cette évaluation se base sur le mode de confinement des eskers par l'argile en relation avec sa mise en place. Un esker évolue généralement dans l'espace et peut ainsi présenter les quatre types d'eskers répartis sur sa longueur. Néanmoins, l'un des quatre types dominera le long de celui-ci. L'esker de SMB et la Moraine d'Harricana appartiennent de façon général au type C alors que l'esker de Barraute est de type D (Cloutier *et al.*, 2007b). Toutefois, l'extrémité sud de la Moraine d'Harricana, près du Mont-Vidéo, et l'extrémité sud de l'esker de SMB s'avèrent de type B. Ces segments, en relief positif, représentent d'anciens hauts-fonds transperçant le lac Ojibway (Nadeau, 2011).

1.3 Hydrogéologie du secteur d'étude

Les deux grandes catégories d'aquifères du secteur sont représentées par les aquifères granulaires, soit les formations fluvioglaciaires, et les aquifères fracturés du socle rocheux du Bouclier canadien. Un aquifère est formé de matériaux rocheux perméables, comportant une zone saturée, dont la conductivité permet un écoulement et un captage d'eau significatifs. Il peut se présenter en condition de nappe libre, semi-confinée ou confinée. Mentionnons que la nappe représente l'ensemble des eaux en connexion hydraulique compris dans la zone saturée d'un aquifère.

En condition de nappe libre, la nappe est surmontée d'une zone perméable non-saturée et le niveau du toit de celle-ci fluctue librement en fonction de plusieurs paramètres (recharge, décharge, écoulement...). Elle est délimitée à sa base par un substratum imperméable. Dans ces conditions, le niveau d'eau dans le puits est représentatif de celui de la nappe. Les matériaux fluvioglaciaires non-confinés par l'argile (Type A, Type B, Type C) et le roc affleurant à la surface ou recouvert par une mince couche de till discontinue présentent des conditions de nappe libre. Le roc et le till discontinue affleure en surface dans des secteurs à topographie élevée, notamment aux sommets rocheux disposés entre les eskers.

Un aquifère en condition de nappe semi-captive peut subir des échanges entre l'aquifère et le toit (drainance) qui peuvent s'avérer important sur une longue période. Le toit, le substratum ou les deux peuvent être constitués par une formation hydrogéologique semi-perméable. L'unité de till continue ou discontinue peut remplir ces conditions.

Un aquifère en condition de nappe captive possède une nappe limitée par deux couches, soit le mur et le toit, peu ou pas perméables. Ainsi, la nappe captive est relativement mieux protégée de la pollution anthropique que la nappe libre. En général, elle s'alimente latéralement à partir d'une nappe libre située en amont. D'autre part, le niveau d'eau dans les puits est supérieur à celui du toit de la nappe. Ce type d'aquifère est notable dans les zones inter-eskers ainsi que dans les eskers de type D confinées à la fois par une couche argileuse et par l'interface roc/till.

1.3.1 Configuration géologique des aquifères

Pour élaborer un bon modèle hydrogéologique, la connaissance des matériaux géologiques et de leur disposition dans l'espace est cruciale. La raison étant que chaque unité géologique possède ses propres propriétés hydrogéologiques pouvant influencer sur l'écoulement de l'eau. Bolduc *et al.* (2004, 2005), de la Commission géologique du Canada à Québec (CGC-Québec), réalisa un modèle géologique 3D du segment continu de l'esker de SMB (24*11km) étudié par Riverin (2006). Il utilise six types de matériaux

représentés par le roc, le till, le sable, le gravier fluvioglaciaire, l'argile du lac Ojibway, le sable littoral et les dépôts organiques. Néanmoins, les dépôts les plus importants au niveau hydrogéologique sont au nombre de quatre (Riverin, 2006) :

1. *Le socle rocheux* : la conductivité hydraulique des roches métamorphiques du Précambrien est généralement faible. Son potentiel aquifère, peu élevé, augmente localement par la présence de fractures et de fissures.
2. *Le till* : cette unité est formée d'un mélange de matériaux à grains fins, de sables, de graviers, de blocs et de farine de roche. Elle est compacte puisqu'elle se compose de matériaux de tailles très hétérogènes où les vides sont en grande partie comblés par des grains de plus petites tailles. Elle peut se comporter comme un aquitard si elle s'étend en une couverture continue d'épaisseur supérieure à un mètre. Sa conductivité hydraulique peu élevée par rapport aux dépôts sus-jacents permet de l'associer au roc dans les modèles hydrogéologiques d'écoulements.
3. *Les dépôts fluvioglaciaires* : ils sont formés principalement de matériaux grossiers, soit des sables et des graviers. Ils représentent des aquifères comportant un potentiel hydraulique notable, puisqu'ils sont caractérisés par une porosité et une conductivité hydraulique importante.
4. *L'argile glaciolacustre* : elle est caractérisée par une porosité élevée, mais une conductivité hydraulique très faible. L'eau y circule très lentement. Cette unité imperméable est l'aquitard le plus important du secteur (Riverin, 2006).

Dans les dépôts fluvioglaciaires, l'infiltration de l'eau se produit dans les zones non confinées par l'argile, soit directement au niveau des matériaux fluvioglaciaires ou au niveau des sables littoraux. Lorsque le niveau piézométrique dépasse la limite supérieure de recouvrement par l'argile, il peut y avoir formation de zones de résurgences. Ce

phénomène peut créer des sources qui se dirigeront éventuellement vers des rivières de plus grandes dimensions. La sortie d'eau s'effectue ainsi dans les zones de résurgences ponctuelles ou diffuses, comme les ruisseaux et les marais, ou encore par pompage.

1.3.2 Esker de SMB

Les débits de captage de la ville d'Amos, d'EVH, des sources d'Amos, de Crépeault et de la pisciculture Saint-Mathieu forment les composantes majeures du bilan hydrologique du secteur étudié par Riverin (2006) (Fig. 1.4).

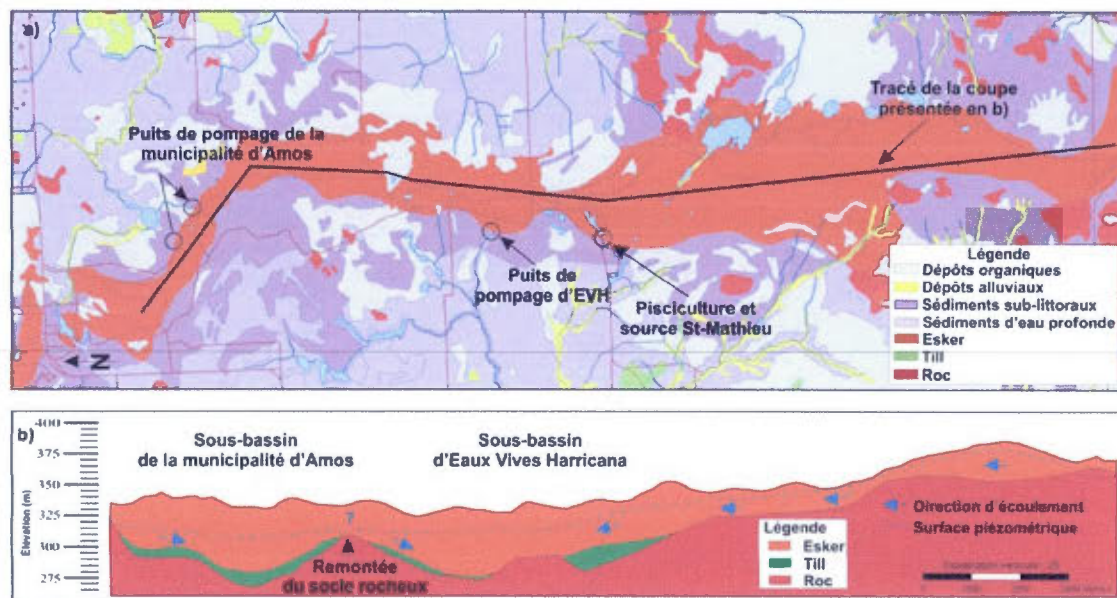


Figure 1.4 Coupe longitudinale de l'esker avec a) localisation de la coupe sur la carte des formations superficielles et b) coupe transversale à l'esker produit à partir du modèle géologique 3D (Riverin, 2006). On observe en a) les puits de pompage de la municipalité d'Amos où l'on trouve les sources d'Amos et les captages de la ville, les puits de pompage d'EVH (maintenant ESKA) où se situent aussi les sources Crépeault et enfin les sources de la pisciculture Saint-Mathieu.

Riverin (2006) identifie deux types de circulation d'eaux dans l'esker de SMB. La

première consiste en un écoulement longitudinal, contrôlé par la topographie du roc, et la seconde en un écoulement transversal. Entre l'usine d'Eska (EVH) et la ville d'Amos, une remontée potentielle du socle rocheux dans le flanc ouest de l'esker fut identifiée par des données de forage. Celle-ci n'est toutefois pas visible au centre de l'esker selon un profil géophysique réalisé au cours de l'été 2005 (Riverin, 2006). Il est possible qu'il y est deux sous-bassins interconnectés dans l'aquifère de l'esker de SMB. Ces bassins incorporent le sous-bassin d'Amos situé dans la partie nord et le sous-bassin d'EVH retrouvé dans la partie sud (Fig. 1.4). L'écoulement longitudinal des eaux se dirige du nord vers l'extrémité sud de l'esker dans le sous-bassin d'Amos et dans le sens inverse dans le sous-bassin d'EVH. Il n'est pas délimité par une barrière physique. De ce fait, la position de la ligne de partage est dynamique et modifiable par les pompages d'Amos et d'EVH (Eska). De plus, il semble que le bassin d'EVH soit caractérisé par un régime permanent à l'exception du lieu dans la pisciculture où se trouve un puits coulant. Au contact entre l'argile et l'esker, une circulation transversale à la longitudinale se produit, partant du sommet de l'esker vers ses flancs pour faire résurgence sous forme de source ou de marais. Cet écoulement domine dans le sud du secteur dû à la libération d'eaux non retenues par l'argile. Il forme ainsi un réseau dendritique de ruisseaux. Il faut noter que ces évaluations sont basées à partir des valeurs locales de conductivité hydraulique des matériaux de l'esker et des niveaux d'eaux mesurées dans les piézomètres et les puits privés (Fig. 1.4).

L'étude des temps de résidence de l'eau dans l'esker de SMB par Riverin (2006), basée sur le tritium et le radiocarbone, dévoile la présence de deux zones. La première, la zone active, serait liée à la recharge d'eaux d'âges modernes dans la partie supérieure de l'aquifère. La seconde, la zone peu active, se trouve sous la première zone et sous les argiles (Fig. 1.3). Elle est formée d'un mélange d'eau d'âges intermédiaires (50 à 6000 ans). De l'eau fossile (plus de 6000 ans) est également trouvée dans des secteurs de dépressions dans la topographie du roc et aux endroits où l'aquifère est confiné par des argiles glaciolacustres (Bolduc *et al.*, 2005). Ainsi, Riverin (2006) suggère la présence d'eau moderne à intermédiaire dans la zone sud de l'esker avec une juxtaposition à

certains endroits entre une eau jeune et âgée. Ces eaux ne semblent pas séparées par des barrières physiques bien définies. Cependant, ces âges ^{14}C non corrigés de quelques milliers d'années sont surestimés et incohérents avec les données tritium selon Castelli (2012). Cette surestimation est expliquée par la dilution du carbone dispensé de ^{14}C lors de l'interaction eau-minéraux liée entre autre à la dissolution des carbonates.

Les évaluations des âges tritium par Riverin (2006) et Castelli (2012) se base strictement sur le contenu en tritium. Ces âges sont ainsi qualitatifs, puisque l'isotope fils, soit l'hélium-3, n'a jamais été mesuré.

1.3.3 Esker de Barraute

La recharge de l'esker de Barraute n'est pas assurée par les précipitations, puisque cette formation est enfouie sous l'argile du lac Ojibway sur la majorité de son étendue. Selon Veillette *et al.* (2007), l'esker de Barraute contiendrait une eau provenant principalement de la moraine Harricana située à environ 10 km à l'ouest de l'esker (Fig.1.5).

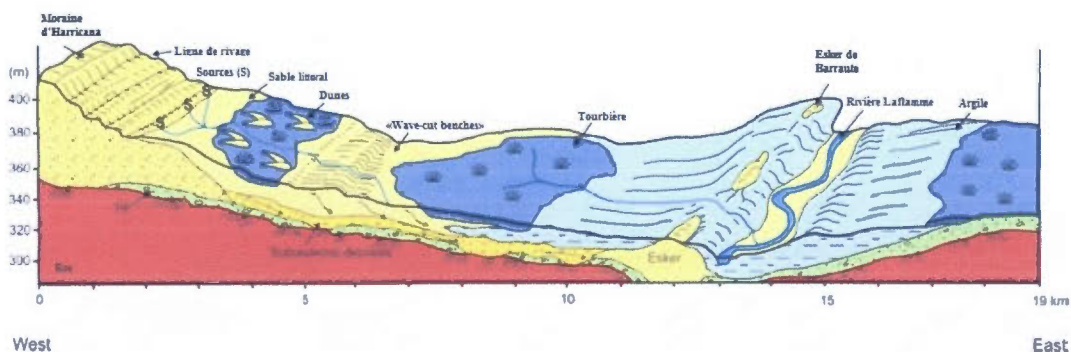


Figure 1.5 Géologie de surface et modélisation d'une coupe transversale des sédiments quaternaires entre la Moraine d'Harricana et l'esker de Barraute. Tirée de Veillette *et al.* (2007).

1.4 Hydrogéochimie de la région d'Amos

Le tableau 1.1 dévoile certaines caractéristiques importantes des puits échantillonnés provenant des données de l'UQAT (Castelli, 2012). Les puits de la moraine d'Harricana sont en condition de nappe libre, les puits d'Amos et de Landrienne sont en condition inconnu et tous les autres sont en condition de nappe captive. Les données sur la conductivité électrique, les ions totaux dissous (TDI pour «total dissolved ions») et l'alcalinité totale sont celles de l'année 2010. Les puits les plus profonds sont situés dans la plaine argileuse, soit P1 (109.8 m) et Landrienne (89.60 m). Ces puits présentent l'alcalinité totale et le TDI les plus élevés. Le TDI est déduit par la somme des concentrations en éléments majeurs (anions, cations) dans l'eau. La conductivité électrique évolue en fonction de la quantité d'ions en solution. Ainsi, la conductivité électrique et le TDI sont des indices du taux de minéralisation d'une eau. Puisque la conductivité augmente avec la température, celle-ci est rapportée pour une température de 25°C.

Tous les puits de l'esker de SMB semblent posséder une eau douce faiblement minéralisée indiquant une conductivité inférieure à 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. L'esker de Barraute et la moraine d'Harricana présente une conductivité légèrement plus élevée. Les puits situés dans la plaine semblent être plus minéralisés avec une conductivité dépassant les 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, correspondant à une minéralisation supérieure à 500 mg/L, pour le puits p1. Une eau chargée en sels dissous présente généralement une solubilité en gaz plus faible.

L'étude hydrogéochimique de la MRC d'Abitibi, produite par le Groupe de recherche sur l'eau souterraine de l'université du Québec en Abitibi, dévoile une différence notable entre l'eau circulant dans les eskers qui s'avèrent d'excellente qualité et celle située dans la plaine argileuse entre ces formations de qualité variable. Les éléments géochimiques incluant de nombreux constituants majeurs, mineurs, traces ainsi que les isotopes stables de l'eau ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) et radioactifs (^{14}C , ^3H) furent l'objet d'analyses (Castelli *et al.*, 2011). Des processus d'interaction avec des minéraux contribuent à l'évolution de l'eau depuis la recharge dans l'eau circulant des eskers jusqu'aux sources (Castelli, 2012). Ainsi, l'âge estimée de l'eau couplée aux données géochimiques de Castelli (2012) de-

Tableau 1.1 Caractéristiques des puits

Site ID	Nom	UTM Est	UTM Nord	Type de nappe	Profondeur des puits (m)	Dureté totale (mg CaCO ₃ /L)	TDI (g/L)	Conductivité électrique (uS/cm 25°C)
		NAD83 (m) (Zone 17)	NAD83 (m) (Zone 17)					
ABTE0158	Amos	706095,9	5379631	Inconnu	21,34	53	0,0289	107
ABTE0220	Barraute	747825	5369108	Captive	22,86	140	0,0670	252
ABTE0344	Landrienne	724345,6	5382191	Inconnu	89,60	190	0,1069	412
ABTE2774	P1	714669,6	5377299	Captive	109,8	460	0,1747	698
ABTE7245	P2	716109,9	5375475	Captive	35,10	310	0,1308	518
ABTE7406	Har (S)	735432,3	5382016	Libre	41,76	96	0,1000	302
ABTE7407	Har (P)	734209,8	5411223	Libre	70,56	100	0,0542	210,6
ABTE7561	SMB1	706782,9	5379259	Captive	10,20	57	0,0295	113
ABTE7562	SMB2	706782,1	5379258	Captive	16,60	67	0,0343	132
ABTE7563	SMB4	705807,1	5370919	Captive	26,80	44	0,0253	89
ABTE7565	SMB3	705166,3	5371107	Captive	28,00	44	0,0330	104
ABTE7566	SMB5	707580,2	5370894	Captive	30,70	45	0,0272	94

vrait donner des résultats intéressants. Notons que les événements saisonnier pourraient influencer l'eau des sources.

Les constituants majeurs permettent, par l'intermédiaire du diagramme de Piper, la classification des faciès hydrogéochimiques des différents types d'eau d'un secteur (Piper, 1944). Ce diagramme expose les concentrations en ions majeurs des échantillons sur deux triangles équilatéraux ainsi que les fractions en anions et en cations sur un losange central. Le diagramme de Piper de la zone d'étude révèle de l'eau principalement de type Ca-HCO_3 (Fig.1.6). Notons que des études élargies du secteur, comportant de nombreux échantillons, indiquent également la présence principale de ce type d'eau dans le secteur (Castelli, 2012).

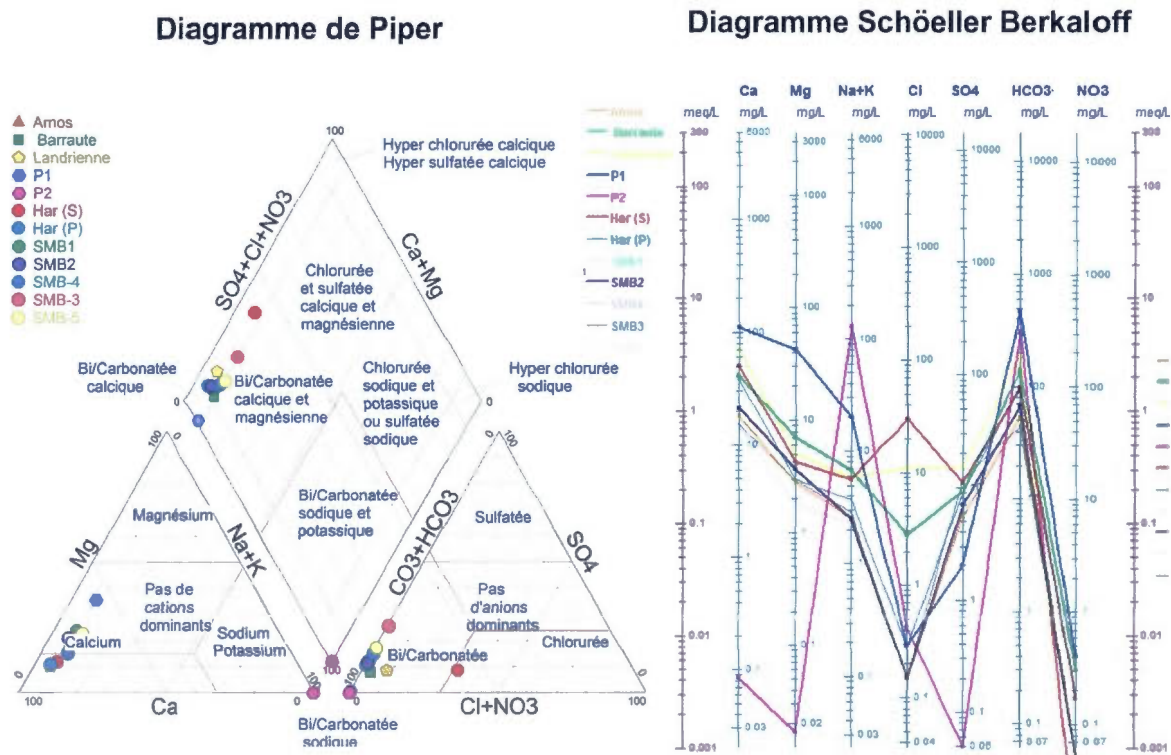


Figure 1.6 Diagramme de Piper et de Schöeller Berkloff illustrant la géochimie des puits sélectionnés pour l'analyse des gaz rares.

Quelques nuances entre les différents échantillons sont toutefois visibles. Le puits «P2» montre

une composition plus pauvre en calcium ainsi qu'en chlore et plus riche en (Na+K) par rapport aux autres échantillons d'eaux dans le diagramme de Schöller Berkloff.

Les eaux circulant dans l'esker de SMB montre une composition chimique relativement similaire. L'échantillon Har(S) est celui qui s'avère le plus riche en Cl. Notons que ce puits est installé près d'une route. Ainsi, cette signature peut être un indice de contamination anthropique par l'épandage de sel sur les routes en hiver. Si on lui enlève cette particularité, sa composition chimique est semblable à celle de Har(P) et aux échantillons de SMB.

Blanchette *et al.* (2011) remarque que les eaux des échantillons des précipitations présentent des concentrations beaucoup plus faibles que celles de l'eau souterraine. La Droite des Eaux Météoriques d'Amos (DEMA) clarifie la géochimie initiale de l'eau utile pour la caractérisation hydrochimique. Elle a été tracée à partir de la régression linéaire des résultats d'isotopes stables d'échantillons des précipitations mensuelles (pluie et neige) recueillis au cours de 2010 et 2011 (Castelli, 2012). Notons que les valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont connues seulement pour les puits sélectionnés localisés dans l'esker de SMB et dans la moraine d'Harricana.

La figure 1.7 indique une composition isotopique en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ proche de celle des précipitations pour les eaux souterraines Har (S, P) et SMB (1,2,4,5). La proximité des résultats avec la droite DEMA indique que l'eau est potentiellement d'origine météorique. Les points situés au-dessous de DEMA peut indiquer des phénomènes d'évaporation, ou des processus liés à la neige, engendrant un enrichissement en isotope lourd.

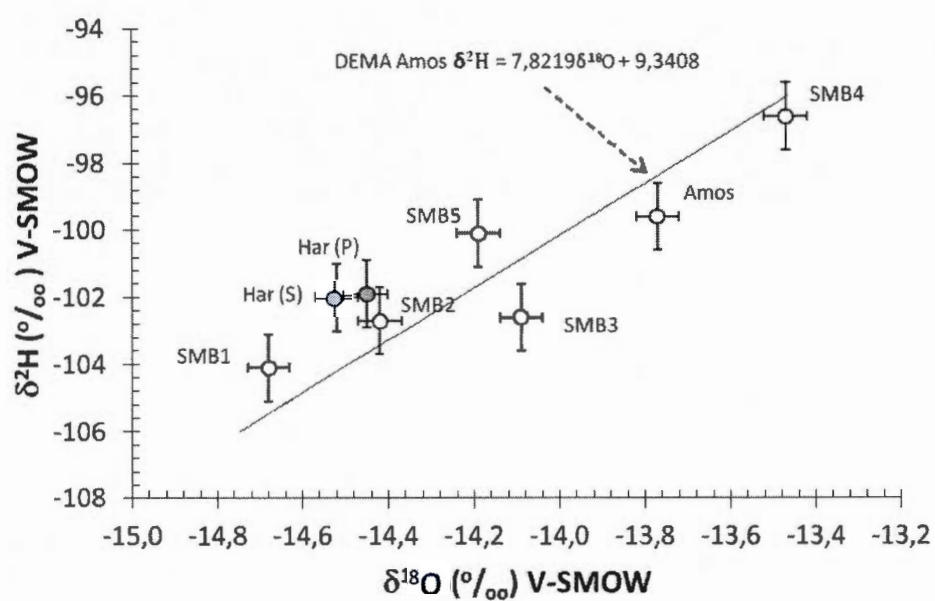


Figure 1.7 Droite des Eaux Météoriques d'Amos (DEMA) obtenue par (Castelli, 2012) avec les valeurs en $\delta^2\text{H}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ de quelques puits sélectionnés pour notre étude.

CHAPITRE II

MÉTHODES

2.1 Notions d'hydrogéochimie

L'eau est un solvant très efficace qui se compose naturellement de gaz (atmosphérique, biologique) et de sels dissous sous forme d'anions (principalement Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) et de cations (surtout Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+). Lorsque l'eau circule dans l'aquifère, elle se modifie par des interactions chimiques, physiques et cinétiques avec son environnement. L'intensité des interactions entre les phases liquides, gazeuses et minérales présentes dans l'environnement hydrogéologique contribue à l'évolution de la composition de l'eau lors de son parcours de la zone d'infiltration à la zone d'émergence (Toth, 1999). Les interactions chimiques peuvent s'avérer des processus de dissolution, d'attaque acide, d'oxido-réduction, d'hydratation et d'osmose. Les interactions physiques comprennent les processus de variation de pression et de lubrification de pores alors que les interactions cinétiques incluent les processus de transport d'eau, de solutions et de chaleur.

Le temps de résidence de l'eau, la nature lithologique et les propriétés structurales de l'aquifère sont également des facteurs importants qui influent sur l'évolution chimique de l'eau au cours de son cheminement (Cloutier *et al.*, 2009). Le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère (l'âge) désigne le temps moyen écoulé entre le moment de la recharge et celui de la sortie d'eau de l'aquifère. Sa détermination peut révéler le temps de transfert d'une substance et le taux de renouvellement de la nappe. De plus, elle peut permettre la localisation de la ou des zone(s) de recharge(s) et d'estimer le volume

d'eau souterraine. Puisque la nappe est souvent issue d'un mélange d'eaux, ce temps représente généralement un âge apparent, qui n'est point absolu.

2.2 Notions d'hydrologie isotopique

En hydrogéologie isotopique, les isotopes généralement les plus utilisés sont l'oxygène-18, le deutérium (^2H ou D) et le tritium ou hydrogène radioactif (^3H) (Moula *et al.*, 2002). Ces éléments font partie intégrante de la molécule d'eau, composée d'isotopes d'oxygène et d'hydrogène. Ils sont ainsi des traceurs dits intrinsèques. Les isotopes stables de l'oxygène sont représentés, du plus commun au plus rare, par ^{16}O , ^{18}O et ^{17}O . Parallèlement, le ^1H , le ^2H (deutérium) et le ^3H (tritium) représentent les trois isotopes naturels de l'hydrogène. Les isotopes des gaz rares peuvent également être utilisés comme traceur, plus particulièrement ceux de l'hélium (Torgersen et Clarke, 1985; Andrews et Lee, 1979; Solomon *et al.*, 1996; Tolstikhin et Kamensky, 1969).

Les concentrations relatives en isotopes varient dans la nature. Cela est dû principalement au fractionnement isotopique et à la diminution de la concentration des isotopes radioactifs avec le temps (Mook, 2001). Indiquons que le fractionnement isotopique se traduit par un changement de la composition isotopique lié aux infimes différences des caractéristiques chimiques et physiques des isotopes d'un élément.

Les isotopes radioactifs, instables, sont très utiles pour la datation et le traçage de l'eau puisqu'ils évoluent selon la loi exponentielle de décroissance radioactive de façon distincte. Notons que les isotopes stables, ne subissant pas de décroissance radioactive, peuvent devenir réactifs ou être produits lors des réactions initiés par la radioactivité naturelle ou les radiations cosmiques (Lal et Peters, 1967; Lal, 1988; Attendorn et Bowen, 1997). Les conditions de mélange peuvent être indiquées par différents traceurs comme le tritium (^3H), le CFC (chlorofluorocarbones) et le SF_6 (hexafluorure de soufre) qui sont utilisés pour la datation d'eaux récentes (0 à 50 ans) (Rozanski *et al.*, 2013; Bauera *et al.*, 2001; Alvarado *et al.*, 2005). Par leur présence dans des nappes anciennes, souvent captives, ces traceurs peuvent indiquer une communication avec la surface.

Le CFC et SF₆ sont des gaz anthropiques produits à partir du XX^{ème} siècle. Le tritium est produit par bombardement cosmique dans la haute atmosphère et se trouve ainsi en quantité infime à l'état naturel. Toutefois, les essais nucléaires des années 1951 à 1980 engendrèrent une augmentation artificielle de sa concentration (Clark et Fritz, 1997). Dans l'hémisphère nord, les concentrations maximales furent atteintes entre 1963 et 1964. Envahissant la stratosphère, puis l'atmosphère, ce tritium fut graduellement délesté par le biais des précipitations vers les eaux souterraines. Ainsi, le réservoir de la stratosphère s'épuise peu à peu en tritium artificiel depuis les arrêts des essais nucléaires aériens. Il subit néanmoins une chute des teneurs moins importante actuellement qu'entre 1963 et 1970 à cause de la présence de plus en plus significative de réacteurs nucléaires dans les zones industrialisées. Le déstage du tritium est maximal au printemps, soit trois fois la valeur moyenne de l'année, et minimal en hiver, qui correspond à la moitié de cette moyenne pondérée (MEFI, 1996).

2.3 Les isotopes des gaz rares pour le traçage et la datation de l'eau

L'hélium (He), le néon (Ne), l'argon (Ar), le krypton (Kr), le xénon (Xe) et le radon (Rn) constituent l'ensemble du groupe des gaz rares. Tous ces gaz, à l'exception du radon, seront utilisés comme traceurs pour cette étude. Les isotopes des gaz rares possèdent de nombreux avantages par rapport aux autres types de traceurs :

- En premier lieu, ils sont présents en quantité infime et sont inertes chimiquement. Ils sont dits «inertes» puisqu'ils forment seulement des liaisons de type Van Der Waals qui s'avèrent très faibles par rapport aux liaisons chimiques covalentes intramoléculaires. Cela diminue considérablement le nombre de paramètres pouvant influencer sur la valeur des mesures et ainsi amoindrit la quantité de correction à appliquer. Ce sont des traceurs idéaux de l'écoulement des eaux souterraines puisqu'ils se déplacent à la même vitesse que l'eau (excepté lorsque la diffusion moléculaire est trop importante) et ne subissent pas de réactions chimiques (Stute et Schlosser, 2000b).

- Deuxièmement, les isotopes de l'hélium (^3He , ^4He) permettent l'application de deux méthodes de datation : soit la méthode $^3\text{H} - ^3\text{He}$ (Tolstikhin et Kamensky, 1969) et la méthode (U-Th)/ ^4He (Torgersen et Clarke, 1985; Andrews et Lee, 1979; Solomon *et al.*, 1996). La comparaison des résultats obtenus pour ces deux méthodes peut être produite afin d'évaluer la fiabilité des résultats. Notons qu'une troisième base de comparaison est disponible dans notre secteur d'étude pour certains puits de l'es-ker de SMB, représentée par les datations au ^{14}C effectuées par Riverin (2006). Ces méthodes de datations sont fondées sur la comparaison entre l'abondance naturelle des isotopes radioactifs et celle de leurs produits de décroissance. L'âge radiométrique ainsi obtenu a l'avantage de tenir compte de l'hétérogénéité de l'aquifère à une échelle régionale. Cela peut s'avérer un complément à l'âge hydraulique, basé sur la loi de Darcy, qui donne un aperçu strictement local.
- Troisièmement, les concentrations en gaz rares dissous dans l'eau fournissent des renseignements très utiles liés aux conditions lors de la recharge et permettent d'estimer convenablement le temps de séjour de l'eau par l'identification des masses d'eaux principales. Les concentrations en isotopes du néon, de l'argon, du krypton et du xénon permettent d'estimer les températures lors de la recharge. La façon dont la recharge s'est effectuée peut être évaluée à partir de l'excès d'air et des facteurs de fractionnement des gaz rares.

Les coûts importants des analyses et le temps élevé pour les produire constituent les principales limites liées à l'utilisation des isotopes des gaz rares comme traceurs. Cela restreint considérablement le nombre d'échantillons pouvant être analysé. D'autre part, il faut éviter la contamination par l'air atmosphérique lors de toute la procédure, soit de l'échantillonnage à l'analyse. Notons toutefois que l'analyse permet l'évaluation de toutes les concentrations en gaz rares (He, Ne, Ar, Kr et Xe) à partir d'un seul échantillon.

2.3.1 Sources principales des gaz rares dans les eaux souterraines

Les gaz rares sont dissous à l'intérieur de l'aquifère par équilibration avec l'eau à la recharge (sources atmosphérique/ tritiogénique), par interaction avec les roches de l'aquifère (source radiogénique crustal) et par interaction avec des gaz dérivés du manteau (source mantellique) (Ballentine *et al.*, 1991). Néanmoins, puisque nous considérons la source mantellique négligeable dans notre zone d'étude, les sources principales se résument au nombre de trois :

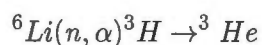
1. *La source atmosphérique des gaz rares* est associée à l'assimilation de gaz rares, provenant de l'atmosphère, à la recharge de l'aquifère. Cette assimilation dépend de la solubilité des gaz rares dans l'eau qui augmente de l'hélium au xénon (Mazor, 1972). Elle varie selon la concentration en ions dissous dans l'eau (salinité), l'humidité, la pression (altitude) et la température au moment de la recharge. La loi de Henry stipule que la quantité de gaz dissous est proportionnelle à la pression partielle qu'exerce un gaz sur un liquide à température constante et à saturation. Pour un soluté gazeux, la solubilité augmente proportionnellement avec la diminution de la température. Ainsi, les paramètres liés aux conditions climatiques au moment de la recharge, en particulier la température (Mazor, 1972) et l'humidité (Mercury *et al.*, 2004), sont enregistrés par ces gaz.

2. *La source tritiogénique* découle de la production d' ^3He par décroissance radioactive du tritium (^3H) introduit à la recharge par les précipitations. Le tritium est un isotope radioactif de l'eau, dont la période radioactive est de $12,32 \pm 0,02$ ans (Luca et Unterweger, 2000; Moula *et al.*, 2002). Puisqu'il fait partie intégrante de la molécule d'eau et que sa période radioactive est relativement courte, il est avantageux pour tracer des masses d'eau durant des cycles hydrologiques assez courts. Il peut également servir pour l'estimation de la recharge de l'aquifère. Le tritium est généralement exprimé en unité tritium où $1 \text{ UT} = 2.49 \cdot 10^{-15} \text{ ccSTP}^3\text{He}_{\text{tri}}$

(Massmann *et al.*, 2009).

3. *La source radiogénique crustale des gaz nobles* est liée aux isotopes produits par décroissance radioactive de l'uranium (^{235}U , ^{238}U), du thorium (^{232}Th) et du potassium (^{40}K) contenus dans les roches de l'aquifère. Ces isotopes, soit ^4He et $^{40}\text{Ar}^*$, sont libérés de la roche vers l'eau par l'un ou plusieurs mécanisme(s) représenté(s) par le recul, la diffusion rapide et l'altération. Ainsi, en considérant le système relativement fermé, leur concentration augmente dans l'aquifère avec le temps de séjour de l'eau. L' ^4He est particulièrement intéressant puisqu'il peut fournir l'âge (U-Th)/ ^4He d'une parcelle d'eau. Néanmoins, l'estimation de l'âge (U-Th)/ ^4He de l'eau est approximative puisqu'elle peut résulter de plusieurs sources radiogéniques qui ne sont pas nécessairement différenciées (Solomon *et al.*, 1996; Pinti et Marty, 1998; Bethke *et al.*, 1999).

Notons que de l'hélium-3 cosmogénique peut être produit par décroissance β du tritium découlant de l'interaction entre des particules α et le lithium :



Des gisements en lithium ont été décelés notamment dans du spodumène et des carbonates des secteurs de La Motte et de Barraute (Canada Lithium Corp., 2012).

Les éléments incompatibles (U,Th,K) du manteau se concentrent dans la croûte lors de sa formation. Le manteau résiduel s'appauvrit ainsi aux dépens de la croûte terrestre en ces éléments. Ces derniers permettent la libération par décroissance radioactive d' ^4He , d' ^{40}Ar et de ^{21}Ne .

Le néon possède trois isotopes stables représentés par le ^{20}Ne , ^{21}Ne et le ^{22}Ne formant respectivement 90.48%, 0.27% et 9.25% des gaz de l'atmosphère. Ces isotopes peuvent être produits dans la croûte par des réactions (α, n) et (n, α) avec des noyaux de Mg, F

et O (Wetherill, 1954). Cette production est estimée généralement négligeable pour le ^{20}Ne et le ^{22}Ne (Elodie, 2008). Ainsi, l'origine principale du néon dans l'eau souterraine est atmosphérique. Notons que les isotopes du xénon (131, 132, 134, 136) peuvent être produits par des réactions de fission spontanée de l'uranium-238 (Wetherill, 1953, 1954; Ballentine et Burnard, 2002).

2.3.2 Traçage de l'eau par les isotopes de l'hélium (^3He , ^4He)

Les trois réservoirs majeurs des gaz rares (atmosphère, croûte, manteau) possèdent tous leurs propres signatures isotopiques (Fig.2.1). Par exemple, le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ de l'atmosphère (R_a) est de 1.386×10^{-6} alors que celui de la croûte continental varie entre environ $0.01 \times R_a$ et $0.2 \times R_a$. Cette signature isotopique dévoile le caractère enrichi en éléments radioactifs (^4He) et appauvri en éléments volatils issus du manteau (^3He) de la croûte continental. Dans notre secteur, les réservoirs importants sont représentés par l'atmosphère (sources atmosphérique/tritiogénique) et par la croûte (source radiogénique).

Les gaz rares sont dissous à la recharge avec un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ égal à celui de l'atmosphère et un rapport $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ correspondant aux rapports isotopiques des gaz rares des eaux de recharge suite à leur équilibration avec l'atmosphère (ASW- Air Saturated Water). Les valeurs ASW sont estimées grâce à la connaissance des concentrations isotopiques des gaz rares de l'atmosphère et du coefficient de solubilité entre l'air et l'eau.

L'évolution distincte entre les isotopes ^3He et ^4He suite à leur introduction dans l'aquifère, liée aux différents processus physiques et radioactifs, induit notamment une modification des rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ et $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$. Le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ peut augmenter par la formation d' ^3He par décroissance radioactive du tritium solubilisé à la recharge et/ou diminuer par libération d' ^4He vers l'eau par les roches de l'aquifère. Le rapport $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ indique l'implication relative de la source radiogénique par rapport à la source atmosphérique,

puisque le ^{20}Ne est considéré atmosphérique et l'addition d' ^4He est jugée radiogénique.

Ainsi, les isotopes de l'hélium permettent de déterminer l'implication relative de chaque source géochimique (atmosphérique/ tritiogénique / radiogénique) pour chaque échantillon d'eau.

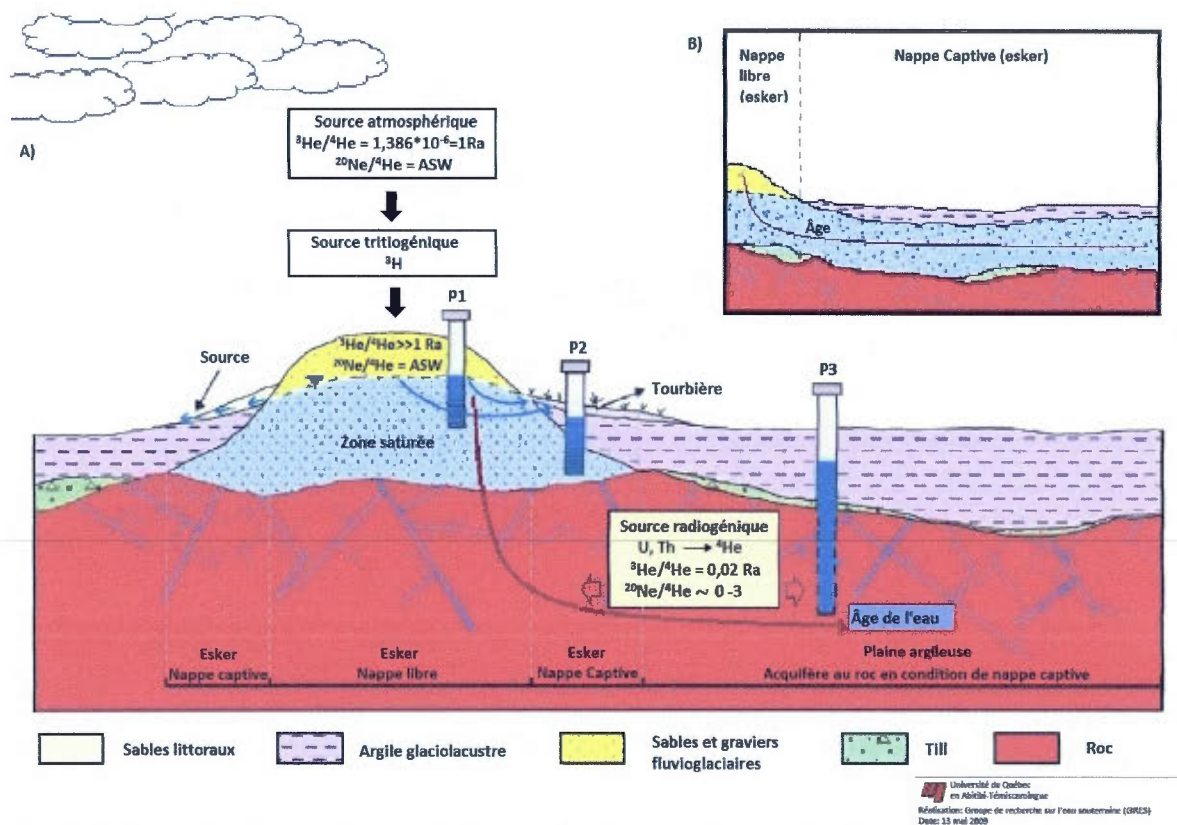


Figure 2.1 A) Modélisation d'une coupe transversale d'un aquifère d'un esker avec aperçu des sources (atmosphérique/tritiogénique/radiogénique). La ligne pointillée représente la limite supérieure de la zone saturée. Les puits s'insèrent soit dans la zone de recharge de l'esker (P1), soit dans sa portion recouverte d'argile (P2), soit dans le roc ou dans des secteurs granulaires locaux sous la couche argileuse (P3). B) Modèle conceptuel idéal d'écoulement Piston d'une coupe longitudinale de l'esker. Figure de Cloutier *et al.* (2007a) modifiée par Boucher (2012).

2.4 Datation $^3\text{H}/^3\text{He}$

La méthode de datation basée sur les teneurs en hélium et en tritium, développée par Tolstikhin et Kamensky (1969), est devenue particulièrement intéressante à partir des années 1990 lorsque les teneurs en tritium sont devenues trop faibles pour fournir seule une datation fiable.

2.4.1 Principes

Le tritium produit par décroissance radioactive de l'hélium-3. Lorsque l'aquifère est isolé de l'atmosphère, soit en nappe captive, ce dernier s'accumule dans l'eau souterraine. Ainsi, la concentration en tritium couplée avec celle de son isotope fils, soit ^3He , permet l'obtention de l'âge radiométrique $^3\text{H}/^3\text{He}$.

Trois modèles illustrés à la figure 2.2 sont classiquement utilisés en fonction des processus de mélange effectifs dans l'aquifère (Danckwerts, 1953). Le premier, soit le *modèle d'écoulement piston*, est préconisé puisqu'il ne nécessite pas la connaissance de la fonction d'entrée du tritium. Ce modèle considère le système fermé suite à l'infiltration de l'eau dans la zone de recharge (sans perte ou gain de tritium et d' ^3He tritiogénique). L'écoulement est similaire à celui survenant dans un tube caractérisé par un écoulement laminaire défini par des lignes de courant individualisées. Ce type d'écoulement, représentable par la loi de Darcy, décrit généralement relativement bien un aquifère captif. Il s'appuie sur l'hypothèse que le déplacement de l'eau et du traceur dans le sol sont simultanés. L'activité des isotopes radioactifs décroît ainsi avec le temps ou avec la distance d'écoulement.

1. La dissolution complète de l'excès d'air ;

* Cette estimation peut conduire à des erreurs si elle est extrapolée pour calculer et estimer les températures de recharge (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000).

2. Les effets de dispersion négligeables (Stute et Schlosser, 2000b) ;

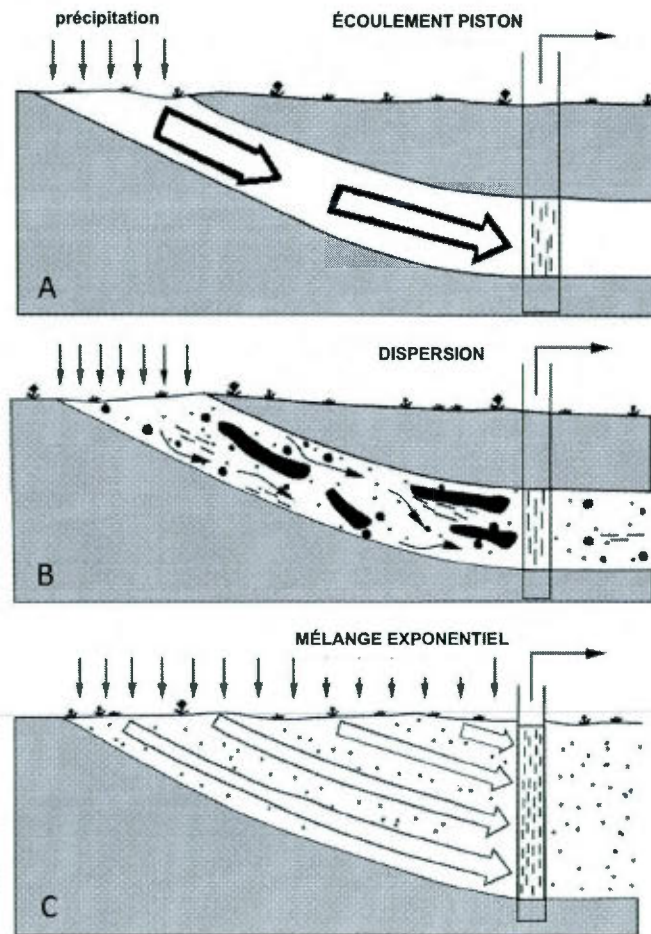


Figure 2.2 Trois modèles de déplacement de l'eau souterraine illustrant l'écoulement piston sans (a) ou avec (b) dispersion dans un aquifère captif, et l'écoulement dans un système libre (c). Ce dernier résulte d'un mélange rapide de différents écoulement au niveau des puits ou de la source. Figure de Geyh (2001).

3. Une recharge assez importante pour limiter la perte d' ^3He par diffusion à travers la table d'eau (Schlosser *et al.*, 1989).

* Notons que des régions de recharge diffuse ou/et de décharge (pompage,

drain...) peuvent compliquer le système fluvial. Par exemple, de l'eau juvénile peut s'infiltrer plus profondément dans le puits lorsqu'il y a pompage.

Les calculs d'âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ effectués pour cette étude assument :

Le modèle d'écoulement piston assume une vitesse comparable pour le tritium et l'hélium-3 durant tout le trajet emprunté par l'eau dans l'esker Saint-Mathieu-Berry (SMB) et dans la moraine d'Harricana. Des déviations par rapport au modèle d'écoulement piston peuvent être engendrées par :

1. Un mélange entre des masses d'eaux distinctes dont l'origine est différente.
2. Un mauvais colmatage des puits engendrant une contamination en tritium.
3. Une intervention des phénomènes biologiques sur le tritium. La sédimentation de débris organiques peut induire un enrichissement du tritium dans les sédiments aux dépens de l'eau (Belot *et al.*, 1996). Notons que les puits de l'esker présentant de l'eau contenant de faibles concentrations en tritium pourraient ainsi indiquer un mélange avec l'eau des tourbières. Une diminution relative du pH devrait également être observée.
4. Un effet de dispersion et de diffusion différentiel du tritium et de l' ^3He tritogénique. Une dispersion peut survenir dans l'esker SMB entre l'écoulement principal longitudinal et l'écoulement transversal.

Notons que les deux dernières causes de déviation par rapport au modèle d'écoulement piston sont peu probables. La méthode de datation $^3\text{H}-^3\text{He}$ peut être influencée de façon considérable par les processus de diffusion et/ou de dispersion. En effet, l'hélium possède un coefficient de diffusion supérieur à celui du tritium pouvant engendrer une migration différentielle de ces gaz dans l'eau (Cook et Solomon, 1997a). Subséquemment, les teneurs en tritium et en hélium mesurés pour un même site ne sont pas nécessairement concordantes. L'écart engendré lors du déplacement de ces isotopes augmente normalement avec le temps de séjour de l'eau et est d'autant plus marqué dans un milieu affecté

de façon importante par la dispersion et la diffusion. La méthode de datation ^3H - ^3He est considérée valide principalement pour les eaux âgées de moins de 40 ans (Solomon *et al.*, 1993; Cook et Solomon, 1997b). Les plus grands écarts entre l'âge apparent et l'âge réel sont situés normalement près de la période correspondant au pic du tritium.

Dans les aquifères contenant des taux de recharge assez élevés ainsi qu'une vitesse d'écoulement vertical près de la table d'eau, les pertes d' ^3He sont faibles. Néanmoins, dans les systèmes naturels, sous l'influence des eaux de surface ou comportant plus d'un aquifère, un mélange d'eaux souterraines d'âges ou d'origine différents est commun. Ce modèle semble applicable particulièrement pour les puits en système fermé de l'esker Saint-Mathieu, mais aussi pour les puits «Har(S)» et «Har(P)» en condition de nappe libre, présentant potentiellement une recharge rapide, avec précaution.

Le deuxième modèle tient compte de l'hétérogénéité des matériaux qui peut entraîner des variations de vitesses dans le milieu. Ces variations insinuent une possible dispersion du signal du tritium. Si la dispersion augmente, le signal se rapproche à celui d'un mélange parfait, alors que si elle diminue, celui-ci tend vers le modèle d'écoulement piston. Ainsi, il varie entre le modèle d'écoulement piston et le modèle de mélange.

Le troisième modèle est basé sur un mélange d'eaux souterraines à deux ou trois composants d'âges et d'origine différents se produisant dans des systèmes naturels comportant plus d'un aquifère ou sous l'influence des eaux de surface (Geyh, 2001). Ce modèle, de type mélange ou exponentiel, considère un mélange parfait entre les différentes composantes d'eaux souterraines (Olive *et al.*, 1996). Il suppose que la contribution de la recharge d'eau des années antérieures décline exponentiellement avec le temps (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1998b).

Notons que l'on suppose une zone de vidange loin de la zone d'infiltration ce qui implique possiblement un mélange partiel des eaux correspondant ainsi en partie au modèle dispersif.

2.4.2 Calculs des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$

La principale difficulté de cette méthode de datation est de séparer l'hélium tritiogénique (issu de la décroissance du tritium) des autres sources d'hélium (radiogénique, mantellique, atmosphérique).

Pour ce faire, il faut tout d'abord déceler la quantité d' ^3He totale :

$$^3\text{He}_{cc^3\text{STP}/\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}} = \frac{R}{R_a} \times R_a \times ^4\text{He}_{cc^3\text{STP}/\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}} \quad (2.1)$$

Où R représente le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ mesuré et R_a le rapport atmosphérique ($R_a = 1,386 \times 10^{-6}$). Les concentrations en ^3He et en ^4He sont exprimées en $\frac{\text{cc}^3\text{STP}}{\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}}$.

On doit également calculer la quantité d' ^3He d'origine atmosphérique dissous dans l'eau (ASW- Atmospheric Sea Water) qui est fonction de la pression de l'air, de la température et de la salinité prévalant lors de la recharge (Weiss, 1971; Mazor, 1972). On déduit, en négligeant la composante mantellique, que la quantité ^3He tritiogénique équivaut à la concentration totale ^3He moins la concentration ^3He à l'équilibre (ASW) :

$$^3\text{He}_{\text{trit}} = ^3\text{He}_{\text{tot}} - ^3\text{He}_{\text{ASW}} \quad (2.2)$$

Toutefois, cette équation simplifiée ne tient pas compte de l'excès d'air. Ainsi, l'équation d'Aeschbach-Hertig sera privilégiée (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1998a) :

$$\begin{aligned} ^3\text{He}_{\text{tot}} &= ^3\text{He}_{\text{eq}} + ^3\text{He}_{\text{exc}} + ^3\text{He}_{\text{terr}} + ^3\text{He}_{\text{trit}} \\ ^3\text{He}_{\text{trit}} &= ^3\text{He}_{\text{tot}} - (^3\text{He}_{\text{eq}} + ^3\text{He}_{\text{exc}} + ^3\text{He}_{\text{terr}}) \\ ^3\text{He}_{\text{trit}} &= ^4\text{He}_{\text{tot}} \times (R_{\text{tot}} - R_{\text{terr}}) - ^4\text{He}_{\text{eq}} \times (R_{\text{eq}} - R_{\text{terr}}) \\ &\quad - \left(\frac{^4\text{He}}{N_e} \right)_{\text{exc}} \times (N_{\text{tot}} - N_{\text{eq}}) \times (R_{\text{exc}} - R_{\text{terr}}) \end{aligned} \quad (2.3)$$

où « R » désigne le rapport « $^3\text{He}/^4\text{He}$ » et $R_{\text{eq}} = \alpha \times R_{\text{atm}}$ où α représente un facteur

de fractionnement de 0.983 (Benson et Krause, 1980). Les indices divulguent la nature des concentrations en l'élément qui précède. Ainsi, «tot» est lié aux concentrations totales mesurées, «eq» à celles solubilisées à l'équilibre, «exc» à celles causées par l'excès d'air, «trit» aux concentrations tritiogénique et «terr» aux concentrations terrigénique.

Nous pouvons également trouver la concentration d' ^3He tritiogénique par les équations suivantes :

$$\begin{aligned}
 {}^4\text{He}_{tot} &= {}^4\text{He}_{eq} + {}^4\text{He}_{exc} + {}^4\text{He}_{terr} \\
 {}^4\text{He}_{terr} &= {}^4\text{He}_{rad} + {}^4\text{He}_{manteau} \\
 &= {}^4\text{He}_{rad} = {}^4\text{He}_{tot} - (N_{e_{tot}} - N_{e_{eq}}) \left(\frac{{}^4\text{He}}{N_e} \right)_{atm} \\
 {}^3\text{He}_{trit} &= {}^3\text{He}_{tot} - {}^3\text{He}_{atm} - {}^3\text{He}_{terr} \\
 {}^3\text{He}_{trit} &= ({}^4\text{He}_{tot} \times R_{tot}) - [({}^4\text{He}_{tot} - {}^4\text{He}_{terr}) \times R_{atm} + \\
 &\quad {}^4\text{He}_{eq} \times R_{atm} \times (1 - \alpha)] - ({}^4\text{He}_{terr} \times R_{terr})
 \end{aligned} \tag{2.4}$$

où «atm» désigne la fraction atmosphérique et comporte celle en excès «exc» et celle en équilibre «eq». Si $R_{atm} = R_{exc}$, ce qui est notre cas, les équations 2.3 et 2.4 donnent des résultats similaires.

L'âge peut ensuite être déduit par la loi de décroissance radioactive du ^3H en ^3He :

$$\tau = \frac{\tau_{1/2}}{\ln(2)} \times \ln \left(1 + \frac{{}^3\text{He}_{cc^3\text{STP}/\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}}}{{}^3\text{H}_{cc^3\text{STP}/\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}}} \right) \tag{2.5}$$

où $\tau_{1/2} = 12,43$

Notons que la concentration en ^3H doit correspondre à celle survenant lors de l'échantillonnage. Une correction doit ainsi être appliquée pour la décroissance radioactive effective entre le moment de l'analyse et celui de l'échantillonnage :

$$a_0({}^3\text{H}) = \frac{a({}^3\text{H})}{e^{-\lambda \times t}} \tag{2.6}$$

$a_0(^3H)$ = concentration initiale du tritium dans l'eau échantillonnée (UT) ;

a^3H = concentration du tritium au moment de l'analyse (UT) ;

t = temps écoulé entre l'échantillonnage et l'analyse ; $\lambda = \ln(2)/T_{(1/2)}$.

Les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ et $^4\text{He}/\text{Ne}$ de l'excès d'air sont usuellement assumés atmosphérique. Néanmoins, l'excès d'air peut être fractionné relativement au rapport atmosphérique (Stute *et al.*, 1995). D'autre part, une production $^3\text{He}/^4\text{He}$ de la croûte de 2×10^{-8} comportant la fraction d'hélium produite par les réactions du $^6\text{Li}(n, \alpha)^3\text{H}$ est généralement utilisée pour le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ terrigénique (Mamyrin et Tolstikhin, 1984). Nous utiliserons donc le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ maximum de la croûte, soit 0.2 R_a , afin d'obtenir la proportion minimum d'hélium-3 tritiogénique pouvant être contenu dans l'eau indiquant ainsi l'âge minimum de l'eau. Ce rapport correspond environ à celui extrapolé à partir de nos résultats. Puis, nous utiliserons le rapport $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.012R_a$ correspondant au rapport mesuré du socle de la Province géologique du Supérieur (Pinti *et al.*, 2011).

L'hélium du manteau est considéré absent puisqu'il se trouve généralement dans des zones tectoniques actives. Toutefois, le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ peut varier selon la composition des roches crustales. En effet, les roches peuvent présenter par exemple une proportion en hélium mantellique caractérisée par un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé. Ainsi, les relations entre les concentrations mesurées des isotopes du néon et de l'hélium seront utiles.

L'âge obtenu sera comparé à l'âge U-Th- ^4He afin de se rapprocher le plus possible du temps de séjour réel.

2.5 Datation U-Th- ^4He

Lors des différentes étapes des séries de décroissance radioactive de l'uranium-238 (^{238}U), de l'uranium-235 (^{235}U), du thorium-232 (^{232}Th) et de la samarium-147 (^{147}Sm), des particules ^4He sont produites. La majorité de l'hélium radiogénique libéré par les minéraux provient de la décroissance des actinides. L'équation de production, assumant l'équilibre séculaire est :

$${}^4He = 8 \times {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times ({}^{238}U/137.88)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times {}^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Dans cette équation, 4He , U et Th réfèrent aux quantités de nucléides par gramme de matière au moment de la mesure, t représente le temps d'accumulation depuis la fermeture du système ou l'âge hélium du minéraux et λ réfère aux constantes de décroissance de chaque élément ($\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{an}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{an}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{an}^{-1}$) (Farley, 2002).

La datation $U-Th-{}^4He$ de l'eau se base sur l'hypothèse que la seule source d'hélium mesurée dans le fluide provient de la roche. Elle nécessite la connaissance du taux de production d'hélium-4 lié à la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium contenus dans les minéraux et les roches de l'aquifère :

$$P = 1,19 \times 10^{-13}[U] + 2,88 \times 10^{-14}[Th] \quad (2.7)$$

où les concentrations en uranium $[U]$ et en thorium $[Th]$ sont en ppm, et la productivité (P) est en $\frac{\text{cm}^3 \text{STP}}{\text{g}_{\text{roche}} \cdot \text{an}}$.

L'hélium peut ainsi être continuellement formé dans les roches communes qui contiennent pour la plupart des concentrations infimes, de l'ordre du ppm, de ces deux isotopes pères. Si le contact entre la matrice minérale de l'aquifère et l'eau se produit pendant au moins 1000 ans, l' 4He produit dans la roche est considéré totalement transféré au fluide par divers mécanismes (recul, diffusion rapide, altération). Ces mécanismes induisent un changement du rapport de production radiogénique ${}^4He/{}^{40}Ar$ des fluides en favorisant la mise en solution de l'hélium par rapport à l'argon.

Solomon *et al.* (1996) postule qu'il est possible de dater des eaux aussi jeunes que dix ans dans certains cas où il y aurait diffusion d'hélium radiogénique par les matériaux constituant l'aquifère. Il montre que les débris de roches protérozoïques et archéennes

formant les systèmes aquifères fluvio-glaciaires dérivant des roches métamorphiques du Bouclier Canadien en Ontario, libèrent de l' ^4He par diffusion avec un taux trois cents fois supérieur à celle de la production radiogénique *in situ*.

Dans notre secteur, des excès d' ^4He par rapport à la production *in situ* sont possibles. Ils peuvent être engendrés soit par un apport externe d'origine crustale, par un apport en provenance des formations géologiques inférieures ou encore par la présence de zones semi-perméables enracinées dans l'aquifère riches en ^4He (Ballentine et O'Nions, 1992; Hiyagon et Kennedy, 1992; Tolstikhin *et al.*, 1996). Les matériaux fluvioglaciaires de notre secteur d'étude ont subi un broyage important lors de la dernière glaciation. Généralement, la diminution de la taille des grains favorise la libération d' ^4He accumulé et renfermé au préalable dans les grains initiaux de tailles supérieures (>1 cm). Cette diminution effective de la taille des grains est normalement liée à un facteur de rétention accrue ($\Lambda_{\text{He}} \gg 1$). Les taux de libération d' ^4He sont nécessaires pour connaître le facteur de rétention (assumé égal à un par défaut dans nos calculs). Ces taux peuvent s'avérer déterminants pour le calcul de l'âge. Notons que la dominance de la diffusion dans les matériaux fins peu perméables conduit à leur considération pour l'accumulation à long terme de déchets nucléaires et chimiques. Ainsi, les matériaux fins constituant l'aquifère (silt-argile) devraient être privilégiés pour des analyses éventuelles des taux de libérations de l' ^4He .

La libération de l'uranium et de cations solubles dans l'eau est généralement favorisée au début de l'altération, puisque c'est habituellement à ce moment que l'environnement devient oxydant. Quant au thorium, il s'avère très peu soluble avec une teneur en eau généralement inférieure à 1 ug/L (DNEMT and BRGM, 2000). Ainsi, ce dernier reste emprisonné dans le milieu altéré et peut être évacué sous formes détritiques à l'intérieur de petits débris cristallins (Bernat, 1969). Les isotopes du thorium sont rapidement piégés par adsorption sur les argiles, les hydroxydes et peut-être aussi par le plancton (Kuznetsov *et al.*, 1964). La fraction d'uranium solubilisée est possiblement précipitée par la suite dans des milieux plus réducteurs. Ces endroits pourraient ainsi présenter une concentration plus importante en U par rapport à celle de la roche et produire

ainsi plus d' ^4He . Toutefois, ce phénomène peut être considéré négligeable puisque la concentration mesurée en U dans l'eau est très faible pour tous les puits, soit d'environ 2.10×10^{-12} mol/g selon la base de donnée de Castelli *et al.* (2011).

2.5.1 Origine de l'hélium radiogénique dans l'eau

L'hélium radiogénique dissous dans l'eau provient de la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium contenus dans les roches de l'aquifère et/ou sous-jacent l'aquifère. Sa concentration dans l'eau en fonction du temps dépend du facteur de rétention, de la concentration en uranium et en thorium dans les roches ainsi que de la porosité et de la densité des matériaux de l'aquifère. La comparaison entre des eaux prélevées dans des aquifères similaires devrait montrer un enrichissement en $^4\text{He}_{\text{rad}}$ avec le temps de séjour de l'eau. Toutefois, une mauvaise estimation des facteurs affectant les concentrations en hélium radiogénique pour le calcul de l'âge U-Th- ^4He peut être une source importante de biais. Par exemple, une eau jeune située dans un secteur où le taux de production est élevé par rapport à un autre peut s'avérer plus radiogénique qu'une eau plus âgée située dans un secteur où le taux de production est plus faible.

La fraction radiogénique dépend du temps de séjour de l'eau qui est fonction de la vitesse d'écoulement de l'eau. En effet, une eau dont la vitesse est moindre restera plus longtemps dans le système et interagira ainsi plus longtemps avec les roches de l'aquifère. Cette vitesse dérive de la circulation de l'eau dans la nappe qui peut être influencée par les caractéristiques physiques de l'aquifère. En effet, les zones de dépression au niveau de la topographie du roc (Riverin, 2006) ainsi que les zones affectées par une déviation marquée de l'étendue des matériaux fluvioglaciers de la crête au flanc, qui s'avère proportionnellement plus imperméable vers les flancs de l'esker, peuvent être propices au piégeage d'eau par effet de confinement. On considère que la vitesse d'écoulement longitudinal est généralement plus élevée vers le centre de l'esker étant donné que celui-ci est composé de matériaux plus grossier et que sa surface perpendiculaire à l'écoulement est plus grande. De ce fait, on peut juger qualitativement le temps de résidence plus

faible vers le centre de l'esker.

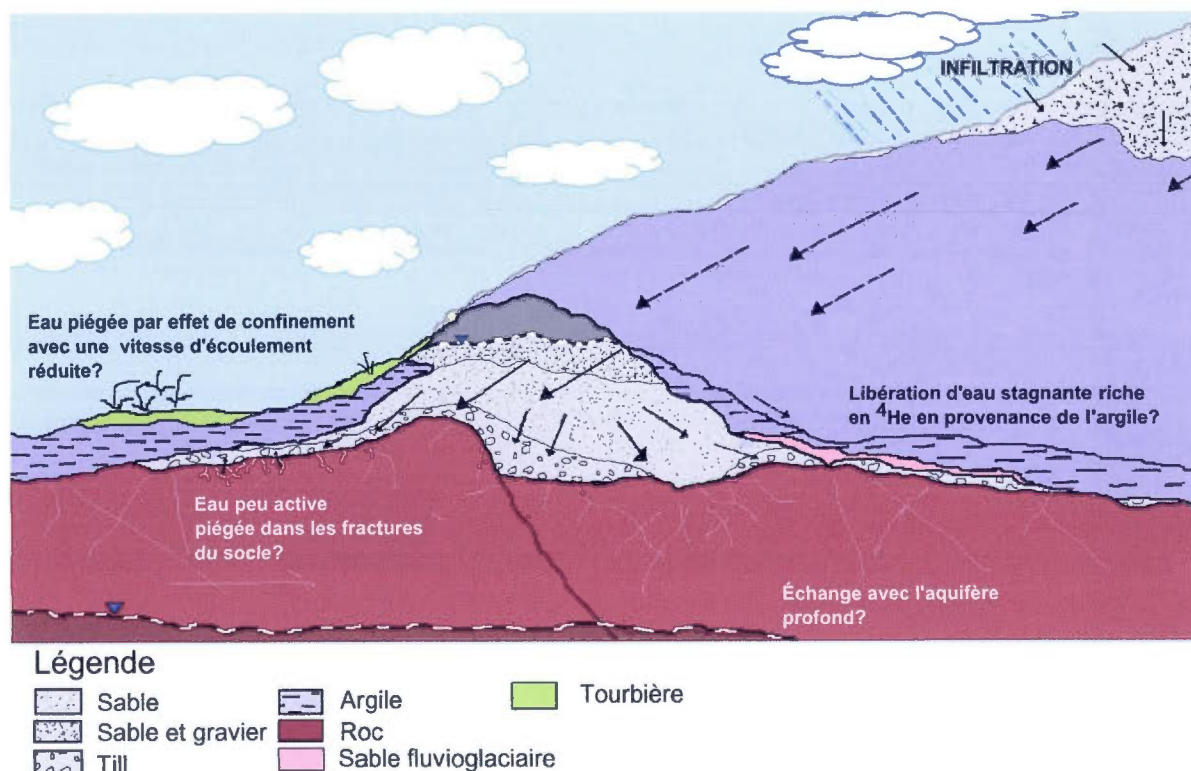


Figure 2.3 Modèle schématique d'écoulement de l'eau en coupe de l'esker de SMB en condition de nappe captive montrant les différentes hypothèses pour expliquer une augmentation de l'implication de la source radiogénique dans l'eau.

Plusieurs facteurs secondaires peuvent influencer la concentration en hélium radiogénique dans l'eau lors de sa circulation dans l'esker dont :

1. La libération d'eau stagnante riche en ^4He en provenance de matériaux peu perméables comme l'argile. Ce phénomène pourrait causer des variations locales de concentration en ^4He selon l'épaisseur et la répartition de l'argile.
2. La présence de zones fracturées et fissurées dans le socle et dans le till propices aux échanges entre l'eau de l'aquifère du socle rocheux de la ceinture volcanique de la plaine plus radiogénique et l'eau de l'esker. Ces échanges pourraient se produire

notamment par le changement du niveau de la nappe.

3. Le piégeage d'eau dans les zones fracturées et fissurées des plutons granitiques peu perméables formant une sorte de sous-aquifère sous l'esker. Rappelons que les puits du secteur sud de l'esker de SMB sont situés dans une zone de faille de type indéterminé sur le pluton La Motte et que le puits «SMB2» se retrouvent dans une zone de contact géologique entre un pluton granitique et des roches volcaniques.
4. Des échanges d'eaux entre l'aquifère des tourbières et l'aquifère de l'esker.

2.5.2 Calculs des âges U-Th- ^4He

Le calcul de l'âge U-Th- ^4He «t» pour chaque échantillon d'eau s'effectue à partir de l'équation suivante (Torgersen et Clarke, 1985) :

$$t = \frac{[{}^4\text{He}]_{\text{radiogenique}}^{\text{fluide}}}{P_{\text{fluide}}^{{}^4\text{He}} \times \Lambda_{{}^4\text{He}} \times \left(\frac{1-\varphi}{\varphi}\right) \times \rho} \quad (2.8)$$

$[{}^4\text{He}]_{\text{radiogenique}}^{\text{fluide}}$	=	Concentration d' ${}^4\text{He}$ dans le fluide en $\frac{\text{cm}^3\text{STP}}{\text{g(cc)}_{\text{fluide}}}$
$P_{\text{fluide}}^{{}^4\text{He}}$	=	Taux de production d' ${}^4\text{He}$ dans la roche en $\frac{\text{cm}^3\text{STP}}{\text{g}_{\text{roche}} \times \text{an}}$
$\Lambda_{{}^4\text{He}}$	=	Facteur de rétention d' ${}^4\text{He}$ dans la roche en $\frac{\text{ccSTP}^{{}^4\text{He}}_{\text{libere}}}{\text{ccSTP}^{{}^4\text{He}}_{\text{conserve}}}$
$\left(\frac{\varphi}{1-\varphi}\right)$	=	Indice des vides en $\frac{\text{cm}^3_{\text{fluide}}}{\text{cm}^3_{\text{roche}}}$
ρ	=	Masse volumique de la roche en $\frac{\text{g}_{\text{roche}}}{\text{cm}^3_{\text{roche}}}$

Trois modèles furent élaborés pour obtenir des âges U-Th- ${}^4\text{He}$. Ces modèles diffèrent en ce qui concerne les facteurs impliqués dans le calcul de l'âge :

- 1) Le premier modèle se base sur une production moyenne ${}^4\text{He}$ *in situ* dans l'esker calculée par l'équation 2.7. Pour ce faire, des échantillons de matériaux granulaires constituant la moraine d'Harricana furent analysés à l'activation neutronique au laboratoire SLOWPOKE de l'école Polytechnique de Montréal. Ces échantillons comportent du silt, du sable et des roches (arkose, conglomérat, roches volcaniques). Les

âges sont calculés selon l'équation de Torgersen et Clarke (1985) avec un facteur de rétention de un, une production en ^4He uniquement *in situ*, une porosité de 28% et une densité d'environ $2.65 \frac{\rho_{\text{roche}}}{\text{cm}^3}$. Cette dernière est évaluée approximativement à partir des résultats de Brazeau (2007) indiquant une densité comprise entre 2.788 et 2.504 pour les matériaux de l'esker de Barraute et d'Harricana.

- 2) Le second modèle utilise la production moyenne en ^4He du socle fracturé de la Province du Supérieur de $6,41 \times 10^{-13}$ avec une $[\text{U}] = 2,8$ ppm et $[\text{Th}] = 10,7$ ppm (Pinti *et al.*, 2011). Une porosité de 2% fut prise en compte.
- 3) Le troisième modèle est élaboré par la comparaison entre les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ et la concentration en ^4He . Par calculs itératifs, on trouve une constante fournissant la meilleure correspondance entre l'âge $^3\text{H} - ^3\text{He}$ et l'âge U-Th- ^4He (Équation 2.9). L'avantage de cette méthode est de considérer les facteurs difficilement déterminables du calcul de l'âge (U-Th)/ ^4He (porosité, densité, taux de production, facteur de rétention) proportionnellement constant dans tout le secteur d'étude :

$$cst = 1 / \left(P_{\text{fluide}}^{^4\text{He}} \times \lambda_{^4\text{He}} \times \left(\frac{1 - \varphi}{\varphi} \right) \times \rho \right) \quad (2.9)$$

Cela nous permet d'utiliser seulement la concentration en ^4He comme facteur déterminant.

Ainsi, l'âge U-Th- ^4He obtenu varie pour chaque échantillon d'eau et change selon le modèle utilisé.

2.6 Paramètres liés aux conditions lors de la recharge

L'analyse des isotopes des gaz rares permet de déterminer les conditions survenant lors de la recharge, notamment par l'estimation de l'air en excès, des fractionnements isotopiques et des paléotempératures.

2.6.1 L'excès d'air

Le terme «excès d'air» introduit par Heaton et Vogel (1981) désigne une augmentation des teneurs en gaz dissous par rapport à celles à l'équilibre déterminées grâce aux constantes thermodépendantes régissant la dissolution. Cette sursaturation en gaz est normalement attribuée à la dissolution de petites bulles d'air capturées dans les pores du sol sous la table d'eau (Kipfer *et al.*, 2002). Toutefois, elle peut être également engendrée par une contamination de l'échantillon. Notons que la quantité d'excès d'air est principalement contrôlée par la pression effective sur les gaz capturés (Kipfer *et al.*, 2002; Holocher *et al.*, 2003).

La dissolution partielle ou la diffusion des gaz engendre un fractionnement en faveur des gaz plus lourds (Stute et Schlosser, 2000a). Il n'y a aucun fractionnement lorsque la dissolution de l'air est complète. Puisque la solubilité augmente avec la masse atomique, l'hélium et le néon sont les éléments les plus sensibles à la formation d'excès d'air. Rappelons que les gaz rares dissous dans l'eau peuvent provenir de la dissolution des gaz atmosphériques dans l'eau à l'équilibre, de l'air en excès contenu dans des bulles piégées ou encore de la désintégration des isotopes radioactifs. Ainsi, la quantification de l'air en excès est nécessaire afin de déterminer les concentrations d'hélium en excès qui seront utilisés afin de corriger les concentrations d'hélium radiogénique.

Le ^{20}Ne est un bon indicateur de l'excès d'air puisqu'il provient principalement de l'atmosphère et possède une faible solubilité. De ce fait, le ΔNe (%) ($[\text{Ne}]_{\text{mes}}/[\text{Ne}]_{\text{equ}}$) est généralement utilisé pour représenter l'excès d'air (Klump *et al.*, 2008; Zhu et Kipfer, 2010). Un pourcentage élevé de Ne en excès peut indiquer une recharge rapide lié à une

capture avec dissolution subséquente de bulles d'air. Plusieurs études effectuées en zones arides et semi-arides ont démontré que «l'excès d'air» dissous dans l'eau souterraine peut refléter les conditions ainsi que les processus survenant lors de la recharge (Heaton et Vogel, 1981; Aeschbach-Hertig *et al.*, 2002; Beyerle *et al.*, 2003; Moore *et al.*, 2006). Ainsi, l'origine des éléments géochimiques peut être mieux évalué grâce à la connaissance de l'excès d'air couplée aux données géochimiques.

Par exemple, les sources des nitrates peuvent être décelées par l'étude des temps de résidence et des méthodes isotopiques (Moore *et al.*, 2006). La corrélation linéaire entre la concentration des nitrates et l'excès d'air indique un impact des variations des conditions à la recharge sur les processus de dissolution des nitrates (Osenbrück *et al.*, 2009). La nitrification et la dénitrification sont deux processus importants pouvant influencer sur les concentrations en nitrate dans l'eau. La première désigne généralement la production de nitrites (NO_2^-) et/ou de nitrates (NO_3^-) en condition d'anaérobie à partir de l'oxydation biologique de l'ammonium (NH_4^+). La seconde est produite lors de la réduction des nitrates et/ou des nitrites en azote moléculaire. Dans les eaux anciennes anoxiques de l'Afrique du Sud, Vogel, Heaton et ses collègues ont démontré que l'excès d'azote (N_2) peut provenir de la réduction du NO_3^- (Vogel *et al.*, 1981; Heaton *et al.*, 1983). Plusieurs auteurs ont observé une diminution des concentrations en NO_3^- avec une hausse des concentrations de Ne en excès (Stadler *et al.*, 2012; Osenbrück *et al.*, 2009). Des expériences produites par Chen *et al.* (1998) ont confirmé la capacité de l'argile à piéger les gaz décollants de la dénitrification.

2.6.2 Le fractionnement

Le fractionnement peut survenir lors d'un changement de phase, de la transition d'un composé en un autre composé ou encore lors de réactions d'échange entre deux composés en équilibre chimique ou en équilibre physique. Il peut se produire lors du pompage des puits ou à la tête des puits par séparation partielle des gaz. Lorsqu'il y a diffusion, les rapports isotopiques varient selon le rapport de masse des deux isotopes et selon la fraction de gaz échappée (Matsumoto *et al.*, 2003). Les isotopes

légers s'échappent préférentiellement vers la phase résiduelle gazeuse alors que les isotopes lourds se concentrent dans la phase liquide, suivant la distillation de Rayleigh. Les gaz légers (He et Ne), moins solubles dans l'eau, ont ainsi tendance à s'évader vers la phase gazeuse alors que les gaz plus lourds (Kr et Xe), plus solubles, sont préférentiellement retenue dans la phase résiduelle. Puisque la solubilité des gaz diffère ($He < Ne < Ar < Kr < Xe$), la phase liquide résiduelle est généralement appauvrie en ^{36}Ar par rapport au ^{84}Kr et au ^{132}Xe . À température constante, plus la masse molaire est faible, plus la vitesse de diffusion est grande. Seulement la diffusion moléculaire, soit la migration d'espèces chimiques dans le milieu, peut affecter de façon dynamique les concentrations absolues et relatives des gaz. Un fractionnement cinétique peut survenir lors d'un changement de phase. Une eau enrichie en $H_2^{18}O$, par exemple, s'évapore plus difficilement qu'une eau enrichie en $H_2^{16}O$.

Les réactions d'échange peuvent s'effectuer autant entre des phases de même nature (ex : liquide-liquide), qu'entre des phases de nature distincte (ex : liquide-solide). La quantité d'isotopes compris dans chacune de ces phases dépendra de l'ampleur des échanges effectués entre celles-ci qui est fonction du coefficient de solubilité de ces isotopes. Les mécanismes survenant lors de ces réactions peuvent être représentés par des processus de mélange, d'adsorption/ désorption sur les surfaces solides, de diffusion, d'altération ou encore de recul. L'adsorption et la désorption sont des phénomènes physiques particuliers d'échange survenant à la surface des composés organiques ou des minéraux. L'adsorption est due aux forces de Van der Waals qui permet la fixation d'atomes ou de molécules gazeuses ou liquides (adsorbats) sur une surface solide (adsorbant). La désorption désigne la rupture du lien produit lors de l'adsorption. Ces phénomènes sont contrôlés par plusieurs paramètres dont la température, la fugacité des adsorbats, la surface de contact et la fréquence fondamentale de cette surface (Ozima, 1995). Notons qu'une augmentation de la fugacité des gaz, un agrandissement de la surface de contact et une diminution de la température sont favorables à l'augmentation de l'adsorption des gaz rares. Ce phénomène affecte particulièrement les gaz rares lourds (Xe et Kr) en présence de particules sédimentaires, de matière organique dégradée, de shale ou de

cendres volcaniques (Fanale et Cannon, 1971; Frick et Chang, 1977; Giannesini, 2006). D'autre part, une substitution entre un isotope lourd et un isotope léger affectera le comportement physique de l'eau pour les traceurs isotopiques intrinsèques.

2.6.3 Les paléotempératures

Les paléotempératures désignent les températures moyennes effectives lors de la recharge de l'eau. Elles indiquent les conditions climatiques qui prévalent lors de la recharge de l'aquifère. Elles peuvent être décelées pour chaque échantillon d'eau par la connaissance des concentrations absolues en gaz rares dissous dans l'eau (Ne, Ar, Kr, Xe), de l'altitude, de la salinité et de la température.

À l'exception de l'hélium, tous les gaz nobles possèdent au moins un isotope dont l'origine est uniquement atmosphérique, soit virtuellement ^{20}Ne , ^{36}Ar et $^{131-136}\text{Xe}$ (Kipfer *et al.*, 2002). Chaque rapport Ar/Kr/Xe peut ainsi être associé à une température de recharge absolue (Geyh, 2001). Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ peut être utilisé afin de corriger l'excès d'argon produit par décroissance radioactive du ^{40}K et d'enlever l'argon d'origine atmosphérique. Puisque les gaz nobles lourds proviennent majoritairement de l'atmosphère dans notre secteur, les fractions mantellique et crustale sont négligées lors des calculs des températures de recharge (Morikawa *et al.*, 2008).

Plusieurs méthodes graphiques (Heaton et Vogel, 1981), itératives (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000; Rudolph *et al.*, 1984; Stute *et al.*, 1995) et inverses (Ballentine et Hall, 1999a; Aeschbach-Hertig *et al.*, 1999) furent développées pour déduire les températures de recharge des gaz rares (NGTs-«Noble Gas Temperature»). Les méthodes graphiques sont utilisées lorsque le fractionnement est considéré nul. Les méthodes itératives convertissent chaque concentration de gaz rares en température de recharge. Enfin, les méthodes inverses cherchent à optimiser l'ajustement entre les concentrations en gaz rares calculées et mesurées par la variation des paramètres T (température), A (volume initial d'air en excès) et F (facteur de fractionnement).

D'un point de vue purement mathématique, les méthodes inverses sont les plus rigou-

reuses. La propagation de l'erreur expérimentale sur les concentrations est déduite par une procédure inverse de type Monte Carlo. Elle donne une estimation de l'incertitude sur les paramètres du modèle, notamment sur les paléotempératures. Les programmes *PaleoTemp* (Pinti et Eddy, 1998) et *NOBLEBOOK* (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1999, 2000) peuvent être utilisés pour trouver les paléotempératures. Ils se basent notamment sur différents modèles de dissolution des gaz rares dans l'eau. Ces programmes permettent de déterminer le modèle de dissolution de l'air en excès fournissant la meilleure corrélation statistique entre les concentrations totales obtenues pour chaque gaz rares dissous dans un échantillon d'eau. Ce modèle permet subséquemment l'estimation de la température de recharge (T), de la quantité d'air en excès (A) et du fractionnement (F) pour chaque échantillon.

Pour corriger l'effet de l'excès d'air, plusieurs solutions existent. L'air en excès peut être négligé (OANA, 1957; Sugisaki, 1961; Mazor, 1972) ou pris en compte en supposant sa composition identique à celle de l'atmosphère (Heaton et Vogel, 1981; Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000; Rudolph *et al.*, 1984). Il est possible de considérer soit l'absence de fractionnement de l'air en excès suite à la dissolution (Heaton et Vogel, 1981), soit la présence de fractionnement par diffusion partielle (Stute *et al.*, 1995) ou par dissolution partielle de bulles d'air piégées en système clos (Aeschbach-Hertig *et al.*, 2000). Le modèle utilisé afin de déterminer les températures de recharge est d'une grande importance puisqu'il permet simultanément l'estimation de la proportion d'air en excès dans l'échantillon.

Le modèle de Heaton et Vogel (1981) considère l'absence de fractionnement de l'air en excès. Ce modèle, «UA» pour «unfractionated air» implique que l'air en excès possède une composition atmosphérique.

$$C_{i,ex}^{UA} = A_d \times z_i \quad (2.10)$$

$$(i = \text{He, Ne, Ar, Kr, Xe})$$

A_d = concentration d'excès d'air dissous

z_i = pourcentage de volume de gaz «i» dans l'air sec

Le modèle de Stute *et al.* (1995) est basé sur le fractionnement de l'excès d'air par diffusion, suivit d'une ré-équilibration partielle avec l'eau «PR model» :

$$C_i^{PR} = C_i^*(T, S, P) + A \times z_i \times e^{-F \frac{D_i}{D_{Ne}}} \quad (2.11)$$

($i = \text{He, Ne, Ar, Kr, Xe}$)

$C_i^*(T, S, P)$ = concentration suite à la dissolution à l'équilibre ($\text{cm}^3\text{STP/g}$) ;

T = température ($^{\circ}\text{C}$) ; S = salinité (g/kg) ; P = pression atmosphérique totale (atm) ;

A = volume initial d'air en excès ($\text{cm}^3\text{STP/g}$)

F = facteur de fractionnement révélant le degré de ré-équilibration par diffusion

D_i = coefficient de diffusion moléculaire (m^2/s)

Le modèle de calcul Aeschbach-Hertig *et al.* (2000) est basé sur le fractionnement par dissolution partielle de bulles d'air piégées suivit d'une équilibration persistante en système clos entre celles-ci et l'eau. Ce modèle est notamment nommé CE pour «closed system equilibration» :

$$\begin{aligned} C_i^{CE}(T, S, P, A_e, F) &= C_i^*(T, S, P) + \frac{(1 - F)A_e z_i}{1 + F A_e z_i / C_i^*} \\ &= C_i^*(T, S, P) \times \frac{1 + A_e z_i / C_i^*}{1 + F A_e z_i / C_i^*} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Dans cette équation, le facteur de fractionnement est donné par :

$$F = v/q$$

$v = V_g^o / V_g$ = rapport entre le volume de gaz en équilibre suite à la dissolution partielle et le volume de gaz piégé initialement.

$q = (P_g - e)/(P - e)$ = rapport entre la pression du gaz sec de l'air piégé et celle de l'atmosphère. Notons que «e» désigne la pression de vapeur de l'eau à saturation.

Le facteur A_e se calcul par :

$$A_e = \frac{V_g^o}{\rho(T, S)V_w} \times \frac{(P_g - e(T))}{P_o} \quad (2.13)$$

$\rho(T, S)$ = densité de l'eau

P_o = pression standard (1 atm)

$e(T)$ = pression de vapeur saturante

Généralement, P et S sont connus ($S \sim 0$ dans les eaux douces et P peut être calculé à partir de l'altitude de la zone de recharge). L'estimation des périodes de recharge des eaux, et donc de l'âge moyen des eaux, peut se faire par comparaison avec les données paléoclimatiques du secteur.

2.7 Échantillonnage

En été 2011, douze échantillons d'eaux souterraines, provenant de puits et de piézomètres situées dans le secteur d'étude (Voir figure 2.4), ont été prélevés dans des tubes de cuivre de 3/8 de pouce et de 14 cm² selon la méthode de Weiss (1968). Un système de pompage Waterra® a été utilisé pour recueillir l'eau, excepté pour les puits des municipalités et des privés. Il se compose d'une soupape fixée à un tuyau semi-rigide dont le diamètre varie de 5/8" à 2" et d'une pompe électrique Hydrolift 2®. Le tube de cuivre est scellé par l'intermédiaire de deux mâchoires en acier inoxydable (Image 2.5 - C). Chaque mâchoire se compose de deux vis servant à écraser le tube. Elles sont liées au même support métallique par l'intermédiaire d'une troisième vis. Des anneaux, «washers», sont disposés entre la mâchoire supérieure et inférieure du dispositif dans le but de protéger le tube d'une coupure potentielle lors de l'écrasement.

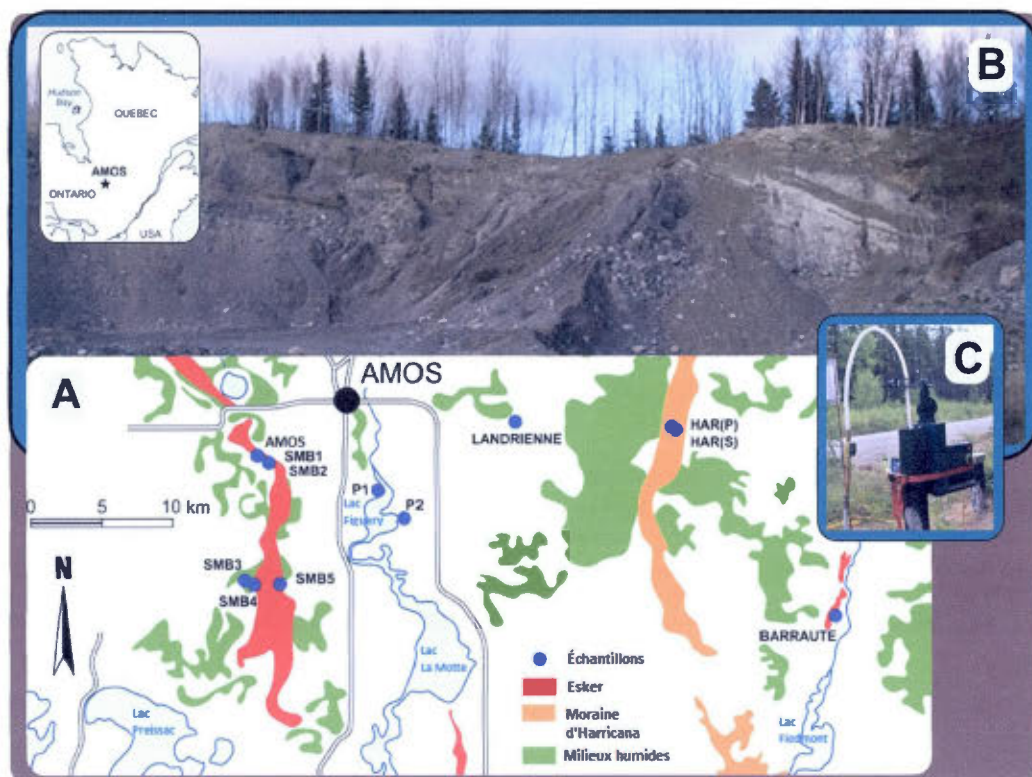


Figure 2.4 (A) Localisation des puits échantillonnés. (B) Photo de la moraine d'Harricana prise par Virginie Daubois. (C) Photo d'un piézomètre installé dans la moraine d'Harricana.

Une purge des puits a été effectuée jusqu'à ce que les paramètres physico-chimiques de l'eau (pH, conductivité électrique, température, oxygène dissous), mesurés par une sonde multi-paramètres, deviennent relativement constants sur trois mesures consécutives prises à des intervalles de cinq minutes. Cela est nécessaire afin d'éviter le prélèvement d'une eau stagnante. Par la suite, le tube de cuivre est connecté à la sortie d'eau (robinet/tuyau semi-rigide de la pompe Waterra) du puits par l'intermédiaire d'un tube Nalgene. L'autre extrémité du tube de cuivre est joint à un second tube Nalgene plongé dans un récipient d'eau afin d'éviter l'infiltration de bulles d'air dans le système. Les tubes sont attachés à l'aide de colliers de serrage. Puis, on fait circuler l'eau dans le tube

de cuivre. Lorsque le système ne montre plus de bulles d'air d'origine extérieure, on laisse l'eau circuler pendant un certains temps. Puis, les mâchoires sont fermées à la sortie et à l'entrée à l'aide d'une visseuse. Tout échange potentiel entre l'eau échantillonné et l'atmosphère doit être évité puisque les gaz nobles sont hautement volatils.



Figure 2.5 (A) Système de pompage; (B) système d'échantillonnage; (C) système de mâchoires permettant de sceller le tube de cuivre.

2.8 Analyse en laboratoire

Tous les échantillons ont été analysé au laboratoire des gaz nobles de l'Université du Michigan à l'aide d'un spectromètre de masse (modèle MAP-215) [Voir Lin *et al.* (2009) pour plus de détails]. La procédure nécessite l'analyse d'un blanc et d'un échantillon d'air standard avant l'analyse de l'échantillon d'intérêt. Cela permet de corriger le « bruit de fond » et d'obtenir une bonne calibration du système. Les manipulations sont les mêmes pour ces trois types d'analyse. Puisque des informations détaillées sur la procédure et sur les manipulations sont déjà disponibles dans les articles de Lin *et al.* (2009) et de Saar *et al.* (2005) ainsi que dans le mémoire de Béland Otis (2009), nous serons concis.

Trois étapes fondamentales sont à la base de l'analyse des gaz rares :

1. *Phase d'extraction* : elle consiste en l'extraction des gaz contenus dans l'échantillon vers un système de purification sous vide (de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-6} mbar). Dans notre cas, les gaz sont transportés dès l'ouverture de la mâchoire du bas du système d'échantillonnage par l'intermédiaire de la vapeur d'eau à l'intérieur de la ligne d'extraction et de purification des gaz.
2. *Phase de purification* : elle permet l'élimination séquentielle des agents indésirables contenus à l'intérieur de la ligne d'extraction et de purification par l'intermédiaire de fours «getters». Ce système permet ainsi la séparation des gaz réactifs comme les hydrocarbures et le méthane.
3. *Phase d'analyse* : elle fait appel à la mesure isotopique et élémentaire par spectrométrie de masse. Les gaz sont envoyés au spectromètre de masse MAP-215 de façon séquentielle par l'utilisation d'un cryo-séparateur. Les températures de cryo-séparation ont été fixées à 30, 60, 180, 215 et 270 K pour l'analyse de He, Ne, Ar, Kr et Xe respectivement. Dès leur entrée dans le spectromètre, les gaz sont ionisés, puis fragmentés par la source. Les ions sont ensuite transmis et focalisés par l'interface. Ainsi, ils traversent l'analyseur à secteur magnétique qui les sépare en fonction de leur masse sur charge (m/z) avec une résolution, une vitesse de balayage et une transmission définies pour la mesure d'une masse spécifique.

Ensuite, les isotopes des gaz légers ^4He , ^{20}Ne et ^{40}Ar sont mesurés par un détecteur de Faraday alors que les autres isotopes sont mesurés par un compteur d'ions. L' ^3He a toutefois été mesuré par le compteur d'ions puisqu'il présente des teneurs très faibles dans nos échantillons. Les signaux sont ensuite traités sous forme électrique et enregistrés. Notons qu'un piège à azote liquide a été utilisé durant l'analyse du néon afin de minimiser les interférences.

Toutes ces étapes doivent se produire en évitant toute contamination atmosphérique potentielle.

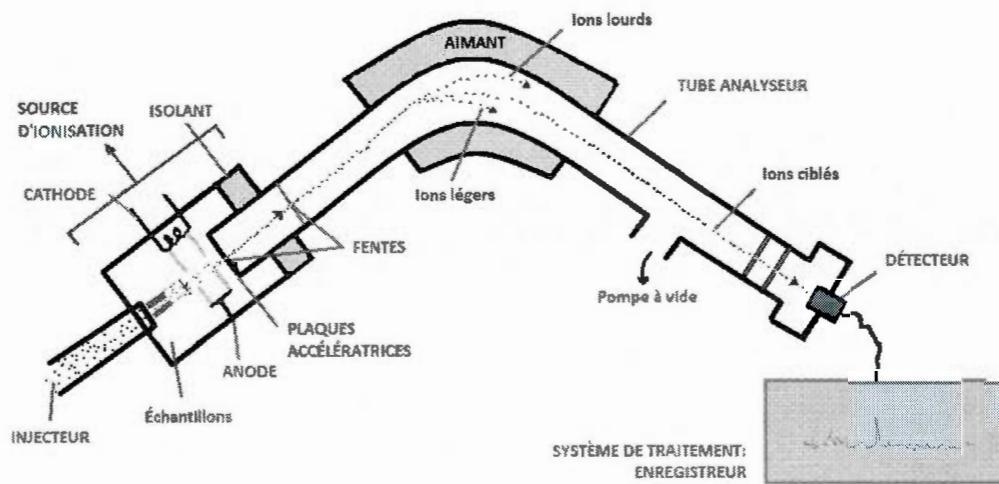


Figure 2.6 Schéma simplifié d'un spectromètre de masse. Les ions trop lourds sont peu déviés et les ions trop légers sont très déviés.

CHAPITRE III

ANALYSE DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES PAR LES ISOTOPES DES GAZ RARES

3.1 Résultats des analyses en gaz rares

Le tableau 3.1 indique les concentrations totales obtenues pour chacun des gaz rares (He, Ne, Ar, Kr, Xe).

Tableau 3.1 Concentrations en He, Ne, Ar, Kr et Xe

Échantillon	He (10^{-7} ccSTP/g)	Ne (10^{-7} ccSTP/g)	Ar (10^{-4} ccSTP/g)	Kr (10^{-7} ccSTP/g)	Xe (10^{-8} ccSTP/g)
Amos	0,59	2,02	4,03	0,91	1,37
Barraute	1,18	2,43	4,61	1,05	1,54
Landrienne	1,24	3,09	5,19	1,15	1,62
P1	42,79	2,81	5,33	1,24	1,79
P2	2,34	2,98	5,40	1,24	1,86
Har (S)	0,54	2,23	4,49	1,05	1,60
Har (P)	0,47	1,84	3,78	0,86	1,29
SMB1	0,54	1,98	3,73	0,82	1,20
SMB2	1,03	2,62	4,57	1,01	1,44
SMB3	4,54	2,21	4,08	0,91	1,32
SMB4	0,67	1,81	3,79	0,86	1,27
SMB5	2,05	2,06	4,25	0,95	1,42
Incertitude*	1,50%	1,30%	1,30%	1,50%	2,20%

Légende

Valeurs les plus élevées

Valeurs les plus faibles

Celles obtenues pour l'hélium (tableau 3.1) varient entre des valeurs minimales proches de «ASW» ($4,7 - 5,5 \cdot 10^{-8}$ ccSTP/g pour la moraine d'Harricana) et une valeur maximale 100 fois plus élevée ($4,28 \cdot 10^{-6}$ ccSTP/g pour «P1») survenant dans l'eau échantillonnée du puits le plus minéralisé et le plus profond (Chapitre 1 ; tableau 1.1). Les puits «P1» et «P2» montrent les plus grandes quantités en isotopes lourds (Ar, Kr et Xe) tandis que le puits «SMB1» contient les plus faibles teneurs en ces isotopes. L'eau de la municipalité «Landrienne» est celle dont la teneur en néon (Ne) est la plus importante.

Les principaux rapports isotopiques de l'hélium, du néon et de l'argon sont présentés dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2 Rapports isotopiques de l'hélium, du néon et de l'argon

Échantillon	R/R _a	³ He/ ⁴ He (10 ⁻⁶)	⁴ He/ ²⁰ Ne	²⁰ Ne/ ²² Ne	²¹ Ne/ ²² Ne	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
Amos	1,849 ± 0,036	2,563 ± 0,050	0,32	9,91 ± 0,03	0,0278 ± 0,0002	294,4 ± 1,0
Barraute	0,935 ± 0,022	1,296 ± 0,030	0,54	9,87 ± 0,02	0,0280 ± 0,0002	293,6 ± 0,6
Landrienne	0,946 ± 0,024	1,311 ± 0,033	0,44	9,84 ± 0,03	0,0281 ± 0,0002	295,4 ± 0,7
P1	0,224 ± 0,012	0,310 ± 0,017	16,84	9,85 ± 0,02	0,0281 ± 0,0002	294,8 ± 0,8
P2	0,520 ± 0,019	0,721 ± 0,026	0,87	9,84 ± 0,01	0,0277 ± 0,0002	295,7 ± 0,7
Har (S)	1,118 ± 0,025	1,550 ± 0,035	0,27	9,85 ± 0,02	0,0277 ± 0,0002	295,0 ± 0,8
Har (P)	1,207 ± 0,021	1,673 ± 0,029	0,28	9,92 ± 0,02	0,0277 ± 0,0002	296,5 ± 1,2
SMB1	1,193 ± 0,064	1,653 ± 0,089	0,30	9,90 ± 0,03	0,0278 ± 0,0002	294,5 ± 0,7
SMB2	1,099 ± 0,022	1,523 ± 0,030	0,43	9,86 ± 0,02	0,0276 ± 0,0002	294,5 ± 0,7
SMB3	0,351 ± 0,014	0,486 ± 0,019	2,27	9,85 ± 0,02	0,0278 ± 0,0001	295,2 ± 0,9
SMB4	1,117 ± 0,027	1,548 ± 0,037	0,41	9,88 ± 0,03	0,0275 ± 0,0002	294,7 ± 0,7
SMB5	0,709 ± 0,033	0,983 ± 0,046	1,10	9,91 ± 0,02	0,0275 ± 0,0001	293,7 ± 0,7
Incertitude*			1,99%			

Le rapport $R/R_a = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{mes}} / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{atm}}$ obtenu pour chaque échantillon est compris entre 0.224 et 1.849 (Tableau 3.2). Des excès pour les deux isotopes de l'hélium (³He et ⁴He) sont ainsi révélés. En effet, les rapports $R/R_a < 1$ suggèrent l'implication

d'une source radiogénique (^4He) alors que les rapports $R/R_a > 1$ insinuent l'implication d'une source atmosphérique comportant une certaine proportion tritiogénique (^3He) et/ou l'implication d'une source mantellique. Les rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ sont légèrement plus élevées par rapport à celui de l'atmosphère de 9.80 ($9.84 < ^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} < 9.91$). Les rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ les plus proches de la valeur atmosphérique sont ceux présentant les plus grandes concentrations d'air en excès. Ceux-ci sont principalement représentés par les échantillons situés dans la plaine argileuse. Les rapports $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ varient entre 0.0275 et 0.0281 et s'avèrent ainsi légèrement plus faibles que la valeur atmosphérique de 0.0290. Les rapports $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ sont issues d'une source atmosphérique, caractérisée par un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 295.5, en considérant les incertitudes (Tableau 3.2).

Le tableau 3.3 indique la teneur en ^4He atmosphérique en excès lié à la dissolution à l'équilibre (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1999), le ΔNe (%) et les températures de recharge obtenues.

Tableau 3.3 Température de recharge «UA model» (Ballentine et Hall, 1999b)

Échantillon	$T^\circ\text{C}$	P (atm)	A(cc/Kg)	χ^2 (sans He)	$\text{Ne}_{\text{exc}}(\%)$	He_{exc} (10^{-8}ccSTP/g)
Amos	$7,94 \pm 0,62$	0,963	0,24	6,45	2,18	0,127
Barraute	$4,47 \pm 0,69$	0,964	2,13	8,59	15,86	1,119
Landrienne	$2,91 \pm 1,03$	0,962	5,70	18,48	33,13	2,986
P1	$0,10 \pm 0,88$	0,964	3,66	15,97	23,48	1,916
P2	$-0,10 \pm 0,61$	0,964	4,57	7,56	27,66	2,392
Har (S)	$3,87 \pm 0,46$	0,960	0,96	4,08	7,81	0,504
Har (P)	$9,52 \pm 0,53$	0,960	-0,55	4,68	-5,46	-0,290
SMB1	$11,6 \pm 0,7$	0,963	0,44	7,89	4,03	0,232
SMB2	$6,19 \pm 0,88$	0,963	3,44	12,75	23,66	1,803
SMB3	$8,73 \pm 0,69$	0,963	1,38	7,45	11,24	0,721
SMB4	$9,69 \pm 0,71$	0,963	-0,70	8,18	-7,02	-0,369
SMB5	$6,58 \pm 0,95$	0,961	0,40	15,98	3,50	0,210

Les trois modèles de dissolution d'excès d'air évoqués au chapitre 2, soit le modèle

«UA» sans fractionnement, le modèle «PR» et le modèle «CE» ont été testés à partir des concentrations totales en gaz rares (Ne, Ar, Kr, Xe) obtenues (Tableau 3.1). Finalement, les températures de recharge retenues sont celles calculées avec le programme de Ballentine et Hall (1999b) selon un modèle «UA». Ce dernier, basé sur la dissolution totale des bulles d'air en excès non-fractionnées, minimise les erreurs statistiques χ^2 tout en donnant un pourcentage de Ne en excès permettant une correction plausible de l'hélium radiogénique (Tab. 3.3). Les résultats sont calculés pour une pression correspondant à l'estimation de l'altitude de recharge. Notons que les programmes *NOBLEBOOK* et *Paleotemp* fournissent des températures de recharge similaires (Annexe-Tableau 3.9). Elles varient entre $-0.10 \pm 0.61^\circ\text{C}$ pour le puits «P1» et $11.6 \pm 0.7^\circ\text{C}$ pour un piézomètre installé dans l'esker de SMB (tab. 3.3).

3.2 Traçage par les isotopes des gaz rares

La relation entre les rapports R/R_a et $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ révèle la source principale des gaz dissous dans l'eau (atmosphérique / tritiogénique / crustale / mantellique) et leur proportion relative (Figure 3.1).

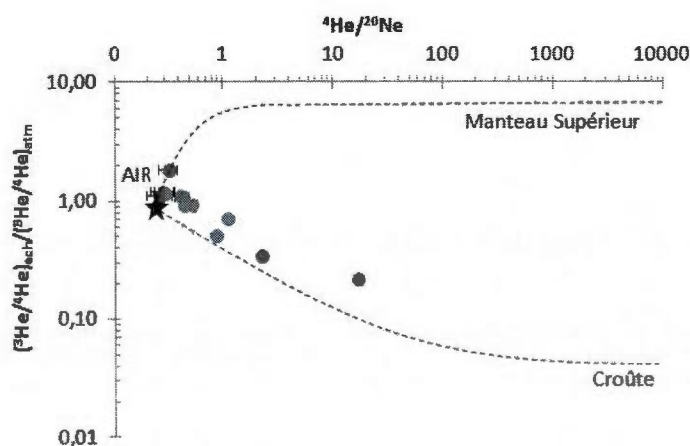


Figure 3.1 Graphique R/R_a en fonction de $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ de l'eau des puits étudiés.

L'eau de notre secteur possède une composition issue d'un mélange entre une source atmosphérique ($R/R_a=1$ et $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=3,5$), tritiogénique ($R/R_a>1$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=3,5$) et crustale ($R/R_a=0,2$) (Figure 3.2). La relation entre les rapports R/R_a et $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ montre la présence d'une composante radiogénique présentant un rapport R/R_a près de $0,2 \times R_a$.

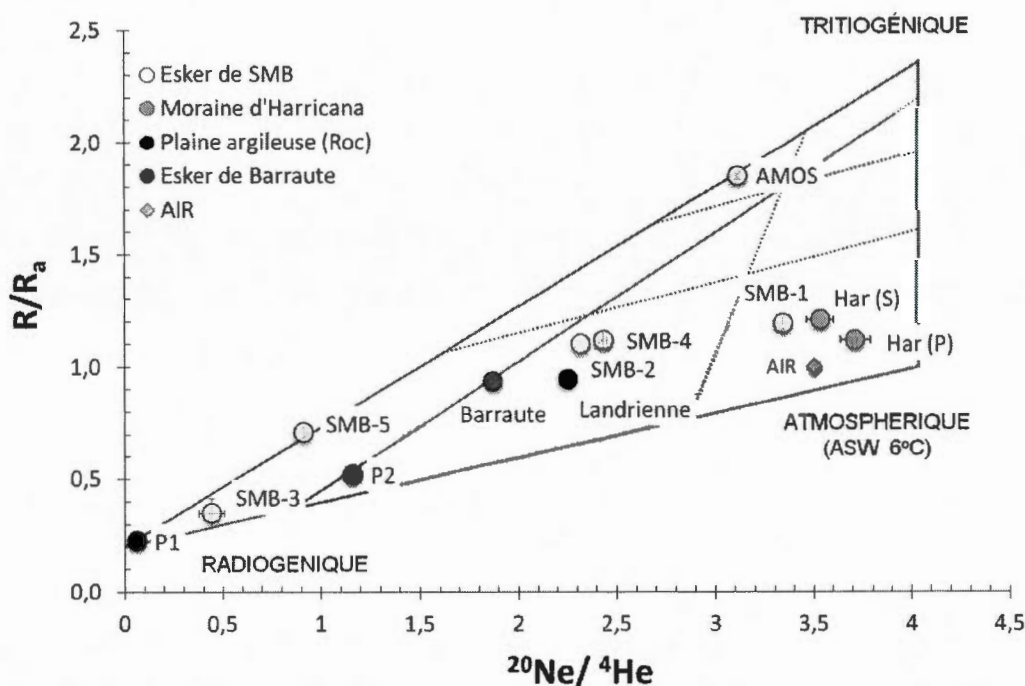


Figure 3.2 Graphique R/R_a en fonction de $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ de l'eau des puits étudiés.

De plus, elle dévoile un mélange entre :

1. Une eau moderne dont le rapport R/R_a est atmosphérique et dont le rapport $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ est issu de la dissolution des gaz rares de l'atmosphère dans l'eau souterraine (ASW 6°C).
2. Une eau jeune riche en ^3He tritiogénique.

3. Une eau ancienne riche en ^4He radiogénique. Celle-ci est décelée principalement dans la plaine argileuse où les puits «Landrienne», «P1» et «P2» sont les seuls à atteindre le roc Archéen, dans quelques échantillons de l'esker Saint-Mathieu et dans l'esker de Barraute.

Cette relation donne ainsi une idée sur le temps de résidence de l'eau. Les puits de la moraine d'Harricana, en condition de nappe libre, présente une eau moderne atmosphérique. Cela appuie le concept d'une recharge directe par l'eau des précipitations à travers la surface granulaire de la moraine.

La profondeur des puits en fonction du rapport R/R_a et de la salinité (TDI) est illustrée à la figure 3.3. Une diminution du rapport R/R_a en fonction de la profondeur des puits est notable. Cette relation indique une augmentation de la concentration en ^4He avec la profondeur causée possiblement par un vieillissement graduel de l'eau ou par un mélange entre de l'eau tritiogénique/atmosphérique jeune superficielle et de l'eau profonde radiogénique âgée. Elle peut également signaler la présence d'un flux d'hélium radiogénique en provenance du socle Archéen. La figure 3.3 montre également une augmentation de la salinité en fonction de la profondeur des puits, reliée à la première relation, excepté pour les puits de «SMB» et de la moraine. La salinité et les isotopes de l'hélium indiquent que l'aquifère du socle rocheux et de l'esker de SMB pourrait être rechargé de façon importante par l'infiltration au niveau de cette accumulation fluvioglaciaire majeure. En effet, la contribution d'hélium radiogénique $((R/R_a)_{\text{mes}} < (R/R_a)_{\text{atm}})$ augmente pour tous les échantillons recueillis dans la plaine argileuse, en condition de nappe captive, en s'éloignant de la moraine. On obtient du moins radiogénique au plus radiogénique, «Landrienne», «Barraute», «P2» et «P1». D'autre part, la diminution de salinité avec la profondeur pour l'eau des puits de la moraine est possiblement généré par le salage de la route 386 adjacente durant la saison hivernale (Castelli, 2012).

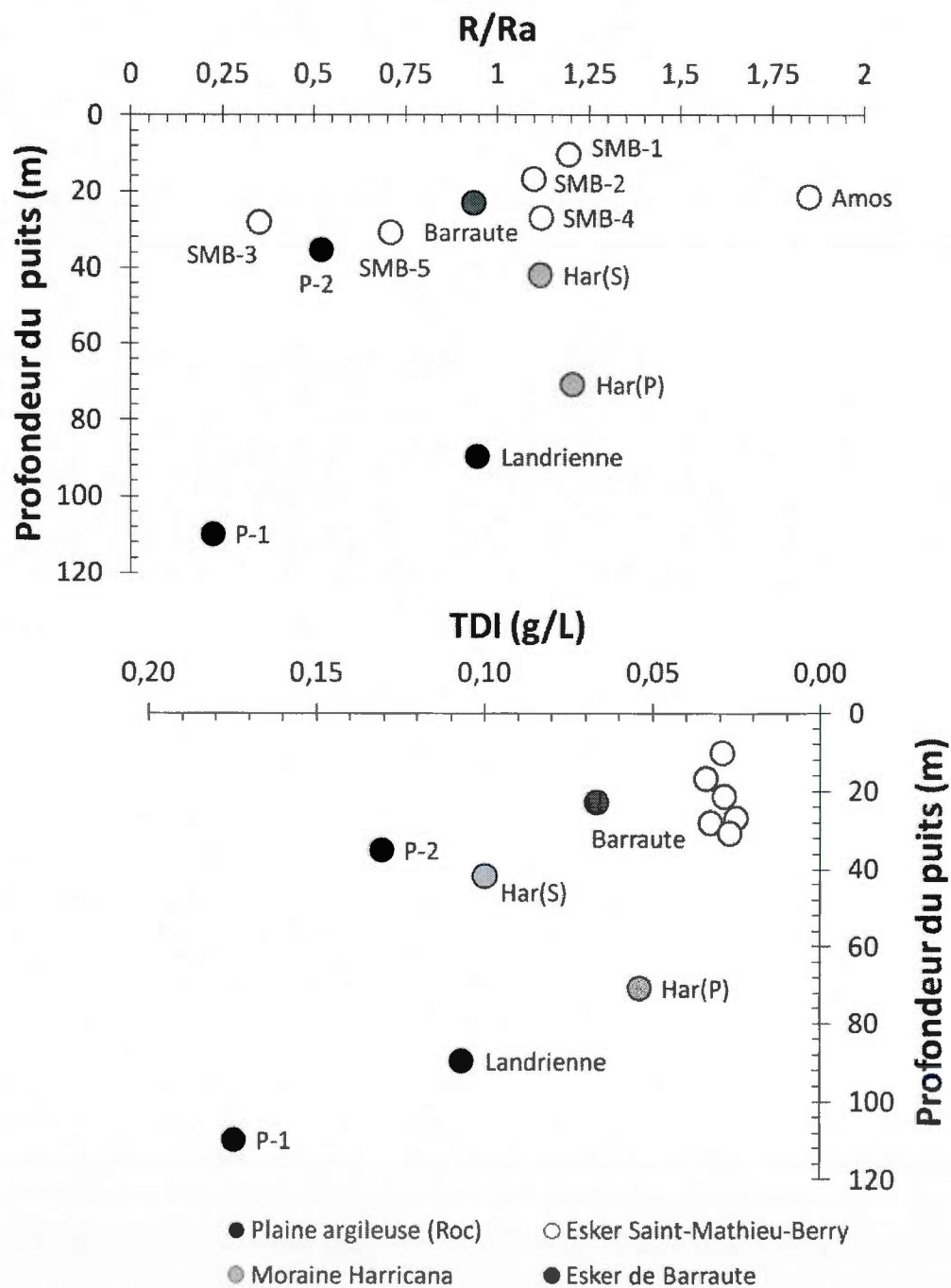


Figure 3.3 Graphique de R/Ra en fonction de la profondeur et de la salinité (TDI) en fonction de la profondeur

3.3 Datation $^3\text{H}/^3\text{He}$

3.3.1 Résultats de la datation $^3\text{H}/^3\text{He}$

Les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ sont calculés à partir de deux modèles (Tableau 3.4). Les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ du premier modèle correspondent aux âges minimaux de l'eau. Ils indiquent une eau moderne de moins de 32 ans infiltrée après le commencement des essais nucléaires de 1951. Les âges calculés pour le second modèle dépassent cette date, montrant un temps de séjour atteignant environ 50 ans.

Tableau 3.4 Âges apparents $^3\text{H} - ^3\text{He}$ calculés en fonction des concentrations en tritium et en $^3\text{He}_{\text{trit}}$ dans l'eau au moment l'échantillonnage (Activités initiales= a_o) pour $R_{\text{terrigénique}}$ de (1) 0.2 Ra et (2) 0.012 Ra.

Échantillons	$a(^3\text{H})$	$a_o(^3\text{H})$	(1) $^3\text{He}_{\text{Trit}}$ (UT)	(2) $^3\text{He}_{\text{Trit}}$	(1) Âge $^3\text{H}/^3\text{He}$ (An)	(2) Âge $^3\text{H}/^3\text{He}$ (An)
Amos	$12,10 \pm 1,00$	$12,72 \pm 1,96$	$33,61 \pm 1,48$	$34,88 \pm 1,55$	$23,2 \pm 2,1$	$23,7 \pm 2,1$
SMB1	$10,70 \pm 0,90$	$11,06 \pm 1,63$	$9,22 \pm 2,00$	$9,93 \pm 2,04$	$10,9 \pm 2,1$	$11,5 \pm 2,2$
SMB2	$12,70 \pm 1,00$	$13,13 \pm 2,03$	$22,65 \pm 1,56$	$26,54 \pm 1,67$	$18,0 \pm 1,9$	$19,8 \pm 2,0$
SMB3	$3,00 \pm 0,04$	$3,10 \pm 0,05$	$15,00 \pm 3,64$	$56,95 \pm 3,80$	$31,6 \pm 3,6$	$53,1 \pm 1,2$
SMB4	$11,80 \pm 1,00$	$12,20 \pm 1,93$	$16,70 \pm 1,19$	$19,49 \pm 1,26$	$15,5 \pm 1,8$	$17,1 \pm 1,9$
SMB5	$12,40 \pm 1,00$	$12,82 \pm 2,00$	$37,30 \pm 3,89$	$53,76 \pm 3,98$	$24,4 \pm 2,5$	$29,5 \pm 2,5$
Har (S)	$11,60 \pm 1,00$	$12,22 \pm 1,91$	$5,28 \pm 0,96$	$5,58 \pm 1,04$	$6,44 \pm 1,30$	$6,74 \pm 1,37$
Har (P)	$10,90 \pm 0,90$	$11,48 \pm 1,65$	$8,36 \pm 0,76$	$8,94 \pm 0,84$	$9,80 \pm 1,29$	$10,3 \pm 1,4$

Le premier modèle est basé sur un rapport $(R/Ra)_{\text{terr}}$ de 0,2 , soit la valeur extrapolée à partir de nos résultats (Fig. 3.4). Pour estimer cette valeur, les concentrations d' $^3\text{He}_{\text{exc}}$ et d' $^4\text{He}_{\text{exc}}$ peuvent être évaluées par les équations suivantes :

$$^4\text{He}_{\text{exc}} = (^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{atm}} * N_{\text{exc}}$$

$$^3\text{He}_{\text{exc}} = (^4\text{He})_{\text{exc}} * (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{atm}}$$

Dans ces équations, les rapports en excès $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})$ et $(^3\text{He}/^4\text{He})$ sont supposés

égales à ceux de l'atmosphère et le Ne_{exc} est celui estimé par le modèle «UA».

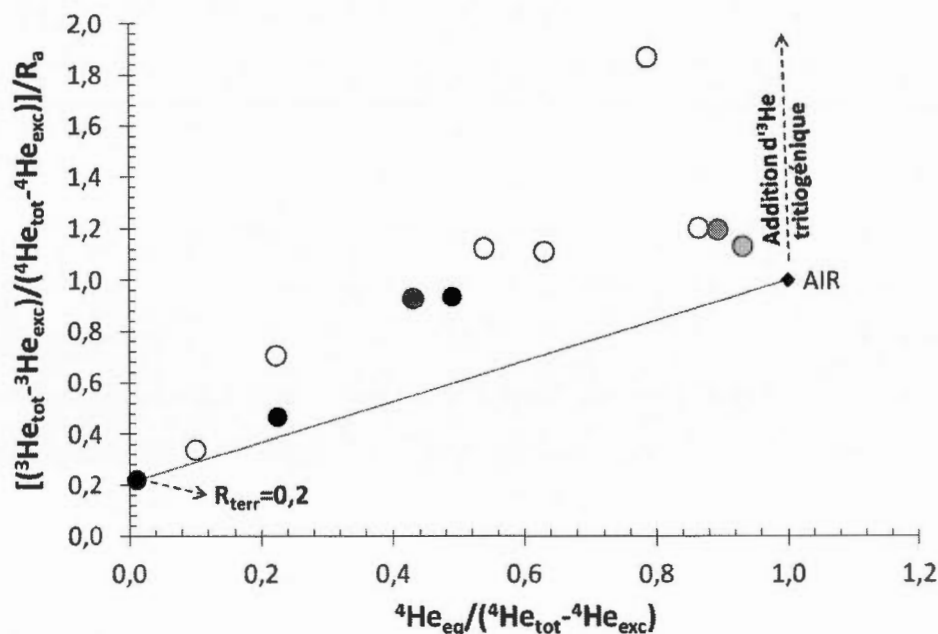


Figure 3.4 Comparaison entre ${}^3\text{He}_{\text{tot}} - {}^3\text{He}_{\text{exc}}$ et ${}^4\text{He}_{\text{eq}}$ corrigé pour ${}^4\text{He}_{\text{tot}} - {}^4\text{He}_{\text{exc}}$. L'ordonnée à l'origine correspond au rapport terrigénique expérimental en considérant l'apport en ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$ négligeable.

Le second modèle est fondé sur un rapport $(R/R_a)_{\text{terr}}$ de 0.012 correspondant à celui de la croûte de la Province du Supérieur (Pinti *et al.*, 2011). Ce rapport découle uniquement de la production d'hélium radiogénique par la croûte. Ainsi, il exclut la fraction d'hélium tritiogénique possiblement présente dans tous les échantillons. En effet, le rapport $(R/R_a)_{\text{terr}}$ d'environ 0.2 est décelé à partir de la valeur de l'air et de la valeur $({}^3\text{He}_{\text{tot}} - {}^3\text{He}_{\text{exc}})/({}^4\text{He}_{\text{tot}} - {}^4\text{He}_{\text{exc}})$ minimale mesurée qui peut toutefois contenir de l'hélium-3 tritiogénique. Les âges ${}^3\text{H} - {}^3\text{He}$ du premier modèle correspondent aux âges minimaux de l'eau.

3.3.2 Analyse de la datation $^3\text{H}/^3\text{He}$

La figure 3.5 compare les concentrations en tritium initiales ($^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{tritogénique}}$) en fonction des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ des échantillons avec les concentrations en tritium enregistrées dans les précipitations d'Ottawa entre 1952 et 2008 (AEIA/ OMM 2007). La concentration initiale en tritium incorporée dans l'aquifère pour un échantillon, en considérant le système fermé, équivaut à la somme des concentrations en tritium et en $^3\text{He}_{\text{tritogénique}}$ au moment de l'échantillonnage. La corrélation entre nos données et celles de la station d'Ottawa suggère que nos résultats sont plausibles (Fig. 3.5). Elle s'avère plus juste pour le second modèle, où l'incertitude de chaque échantillon s'ajuste sur la courbe moyenne des concentrations en tritium des précipitations. Notons que la différence entre les deux modèles d'âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ augmente proportionnellement avec l'âge.

À l'exception de SMB3, tous les échantillons montrent une concentration en tritium variant entre 10 et 13 UT dévoilant ainsi une certaine proportion d'eau moderne. Notons que cette eau peut être issue d'un mauvais colmatage du puits. La concentration de 3 UT pour le puits SMB3 indique qualitativement une recharge survenant avant les essais thermonucléaires des années 1950. Ainsi, le second modèle semble à première vue qualitativement et quantitativement plus admissible que le premier modèle.

Si l'on admet une valeur de tritium initiale semblable aux puits environnants (SMB4 et SMB5) pour l'eau jeune de SMB3, soit autour de 12.2 UT, on obtient un âge apparent d'environ 14 ans pour le premier modèle et d'environ 31 ans pour le second (Fig. 3.6). Cela fournit une meilleure corrélation avec la courbe des précipitations pour le premier et le second modèle $^3\text{H} - ^3\text{He}$. Remarquons que la concentration en ^3He tritogénique entre SMB5 et SMB3 est semblable. On peut supposer une perte de tritium pour le puits SMB3 par rapport à l'hélium tritogénique par des processus de dispersion ou/et de mélange avec une eau plus ancienne que 50 ans.

Si l'on suppose un mélange entre une eau très âgée ([tritium]=0 UT) et une eau jeune ([tritium]=12.2 UT) engendrant une dilution de la concentration en tritium, mais une

affectation plus négligeable de la concentration en ^3He tritiogénique, on obtient un mélange entre environ 25% d'eau jeune et 75% d'eau plus âgé que 50 ans.

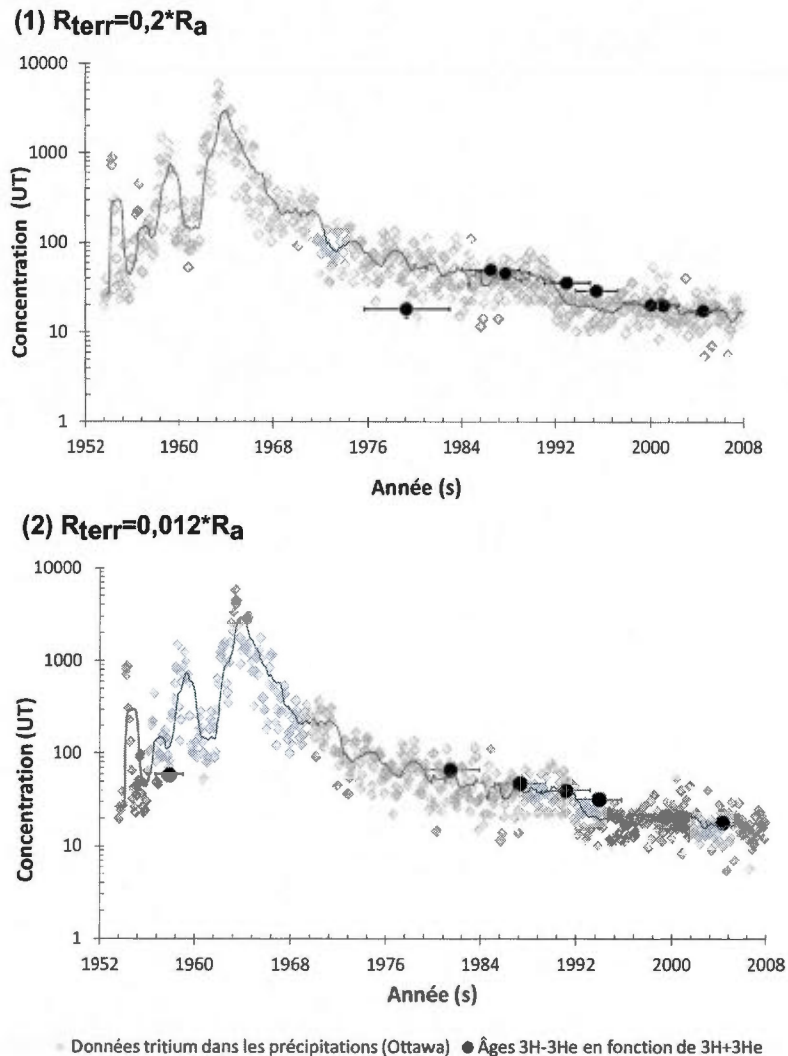


Figure 3.5 Comparaison entre les concentrations initiales en tritium dans les échantillons au moment de la recharge ($^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{tritiogénique}}$) avec les concentrations en tritium enregistrées dans les précipitations à Ottawa (AEIA/ OMM 2007) pour (1) $R_{\text{terr}} = 0,2 R_a$ et (2) $R_{\text{terr}} = 0,012 R_a$. La courbe noire désigne la moyenne des valeurs en tritium dans les précipitations.

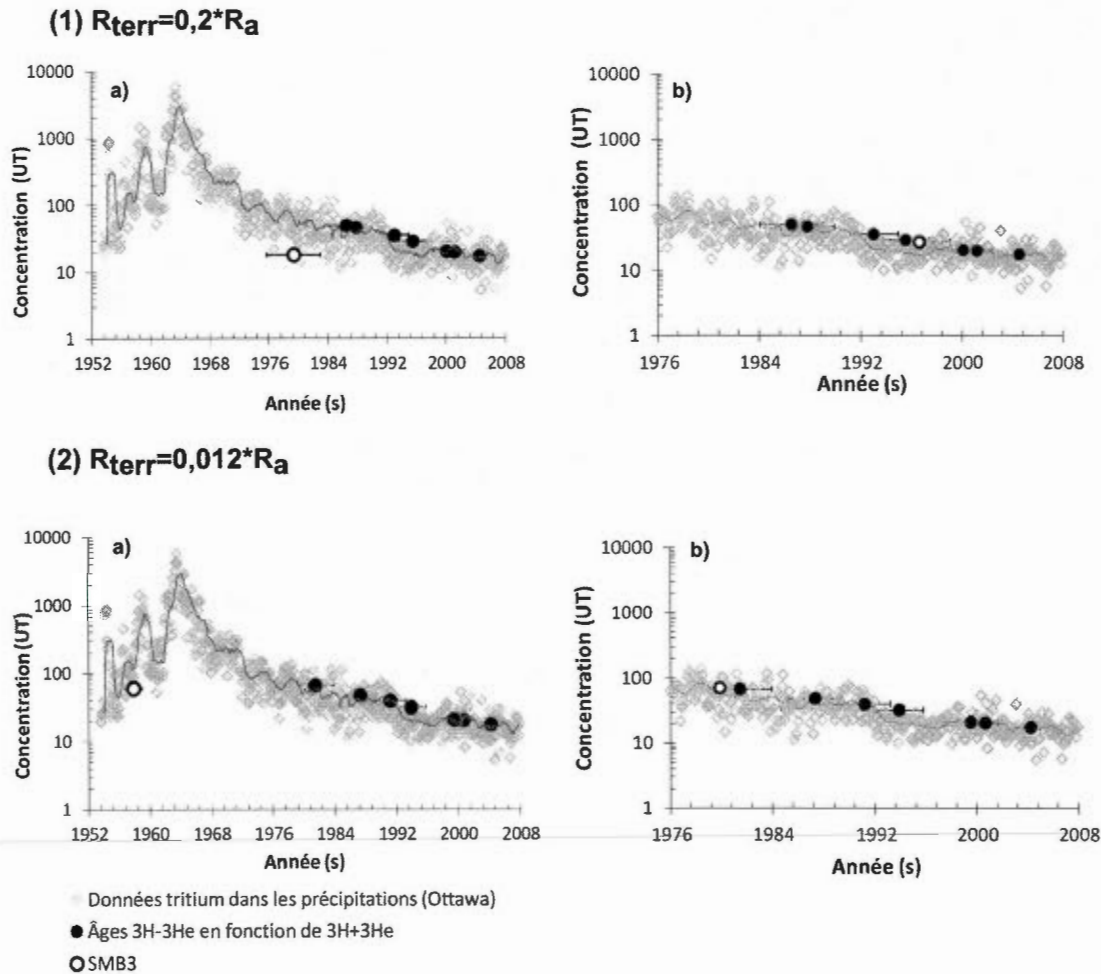


Figure 3.6 Concentration du tritium injecté lors de la recharge ($^3H + ^3He_{trit}$) et du tritium initiale lors de l'échantillonnage en fonction de l'âge apparent. a) Valeurs mesurées. b) Valeurs estimées (rouges), en considérant une dispersion du tritium pour l'échantillon SMB3.

Soulignons que ce puits est artésien et comporte ainsi de l'eau sous pression. Sa crépine, située à 26,5 m de profondeur, peut capter à la fois l'eau contenue dans les fissures du socle/till, si présente, et l'eau de la formation de sable et de gravier. D'autre part, un dégazage significatif peut survenir lors de la remontée de l'eau dans le puits par une diminution importante de la pression. De ce fait, l'utilisation préalable de celui-ci peut

avoir influencé la quantité de gaz dissous dans l'eau. De plus, la quantité de perte en ^3He tritiogénique par effet de diffusion est susceptible d'augmenter avec le temps. Puisque la méthode de datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ est considérée valide principalement pour les eaux âgées de moins de 50 ans, le puits SMB3 est le plus susceptible de fournir un âge éloigné de l'âge réelle de l'eau. De ce fait, la datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ ne permet pas une estimation précise de l'âge apparent pour ce puits.

La Figure 3.7 montre l'âge tritium obtenu en fonction de la profondeur. Rappelons que si la dispersion augmente, le signal se rapproche à celui d'un mélange parfait, alors que si elle diminue, celui-ci tend vers le modèle d'écoulement piston. Ainsi, l'augmentation générale linéaire du temps de résidence en fonction de la profondeur indique la présence d'un mélange dont l'effet de dispersion est faible pour la plupart des puits. Cela permet l'application du *modèle d'écoulement piston* pour ces puits.

Dans l'esker de SMB, un gradient vertical d'environ 0.92 m/an est perceptible. Ce gradient est nettement plus élevé dans la moraine d'Harricana, atteignant une valeur de 6.98 m/an. Cela s'avère normal, puisque la vitesse verticale domine normalement dans les zones de recharge alors que la circulation horizontale domine dans les zones fermées à l'infiltration. Le gradient vertical est une mesure de la vitesse moyenne d'infiltration du traceur liée à la porosité des matériaux de l'aquifère. Notons que la moraine subit probablement une recharge (entrée d'eau) d'origine externe à partir du ruissellement en provenance des hauts-niveau topographique comme le Mont-Vidéo. Des échanges entre les tourbières et l'aquifère du socle peuvent également survenir. Dans des aquifères homogènes non confinés dont la géométrie est simple, on observe souvent une structure d'âge vertical uniforme comme c'est le cas pour la majeure partie des puits analysés.

Toutefois, les puits SMB du secteur sud ne montre pas de relation directe entre l'âge et la profondeur des puits. Une variabilité spatiale de la vitesse dans l'eau souterraine est généralement liée à des processus de dispersion par diffusion moléculaire ou par mélange mécanique (Stute et Schlosser, 2000a). Ainsi, les puits du secteur sud peuvent être affectés par des processus de dispersion/diffusion ou par un mélange d'eau.

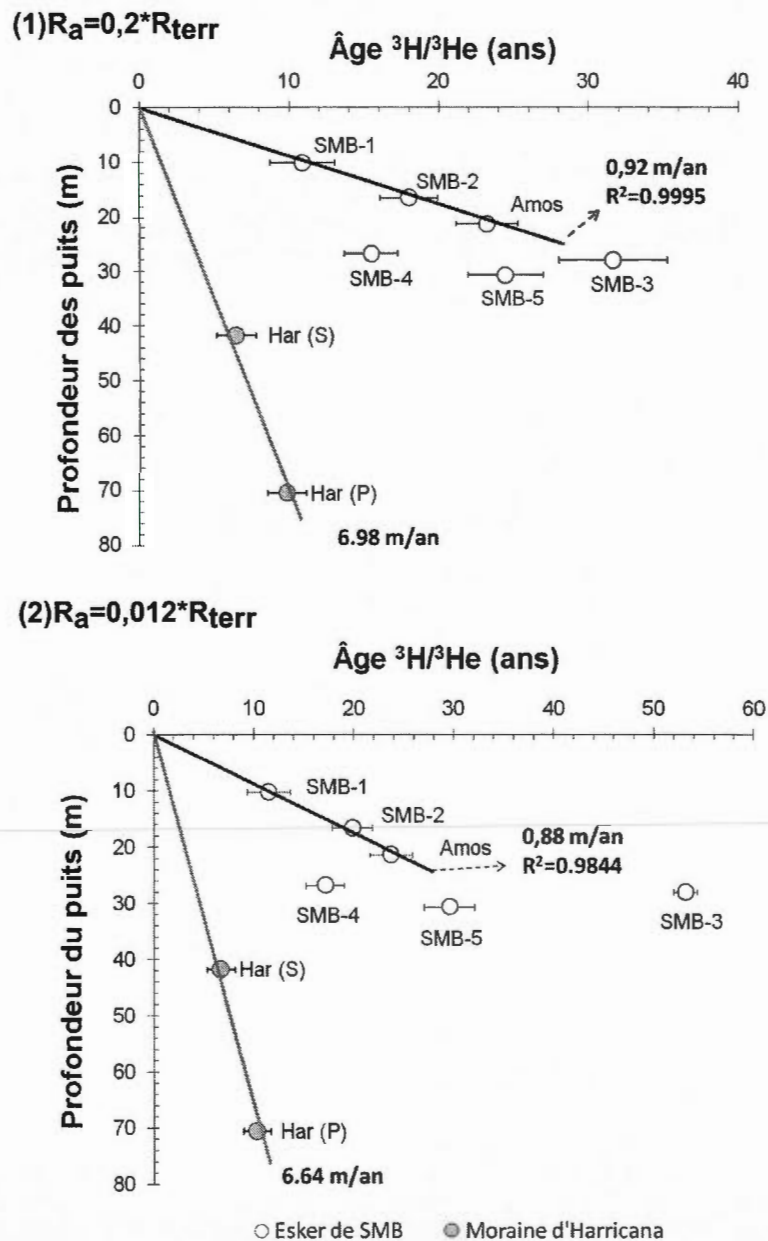


Figure 3.7 Âge apparent $^3H - ^3He$ en fonction de la profondeur du puits pour deux modèles (1 et 2)

Cela s'avère plausible en considérant que la circulation de l'eau dans le secteur sud est

divisée de façon importante entre un écoulement transversale marqué et un écoulement longitudinal principal. Une remontée potentielle avait été décelée dans le flanc ouest de l'esker entre la ville d'Amos et l'ancienne usine d'EVH (Eska). Les travaux de Riverin (2006) n'ont pas pu déterminer que celle-ci traversait totalement l'esker d'ouest en est. La figure 3.7 ne permet pas d'indiquer une possibilité de connexion entre l'écoulement du nord de l'esker et celle du sud puisque les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ sont considérés peu fiables pour les puits du secteur sud.

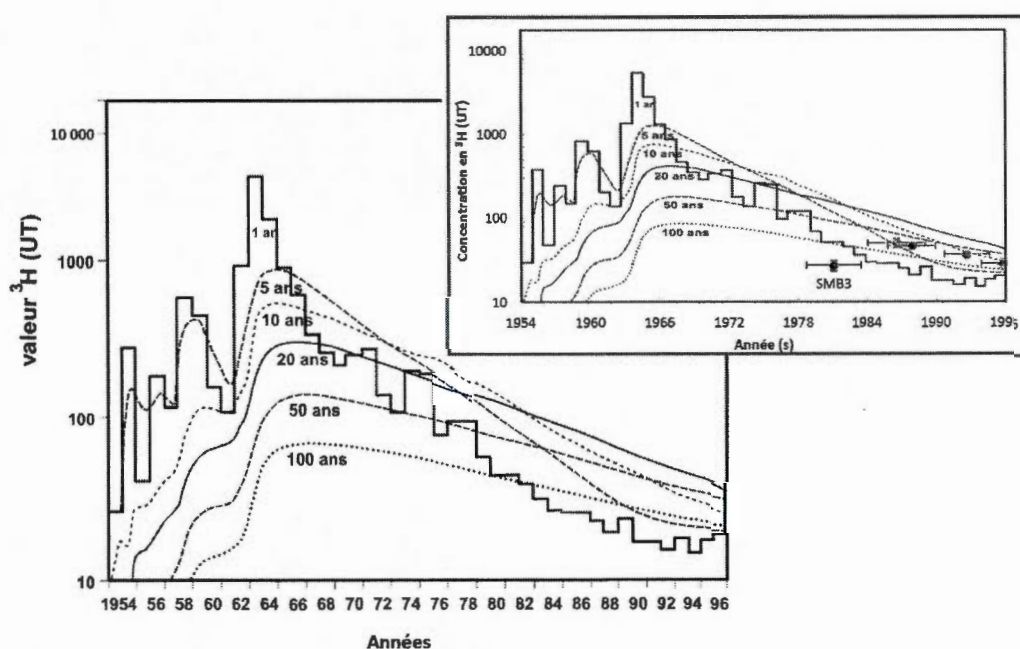


Figure 3.8 Relation entre la composition isotopique (e.g) du mélange avec le temps de résidence moyen. Image modifiée tirée de Geyh (2001).

Le premier modèle de datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ expose une meilleure relation entre les âges obtenus et la profondeur des puits. Un mélange entre une eau ancienne et une eau jeune possédant un temps de résidence de plus de 100 ans pour SMB3 permet d'expliquer l'emplacement de SMB3 sur la courbe des précipitations du premier modèle (Figure 3.8). Le temps de résidence pour un mélange est difficile à cerner pour les eaux jeunes. Dans

le premier modèle, le puits SMB4 se trouve légèrement au dessus de la courbe moyenne des précipitations et SMB3 au dessous. Le puits SMB5 se situent sur la courbe, mais peut également être le résultat d'un mélange. Ainsi, puisque les puits du secteur sud sont considérés affectés par des phénomènes de dispersions importants, les valeurs d'âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ pour ces puits ne doivent pas nécessairement être ajustées sur la courbe des précipitations météorites. Les âges tritium- ^3He obtenus pour le premier modèle, basé sur nos données expérimentales, sont ainsi retenus.

3.4 Datations U-Th- ^4He

3.4.1 Résultats des trois modèles de datation (U-Th)/ ^4He

Les trois modèles de datation (U-Th)/ ^4He , dont les fondement sont évoqués au chapitre 2, dévoilent la présence d'eaux plus anciennes (Tableau 3.5).

Tableau 3.5 Comparaison des résultats des datations U-Th- ^4He et $^3\text{H} - ^3\text{He}$

Échantillon	Âge U-Th- ^4He (ans)			Âge $^3\text{H}/^3\text{He}$ (ans)
	Modèle 1 Production <i>in situ</i> (*10 ³ ans)	Modèle 2 Production de la croûte du Supérieur	Modèle 3	Modèle 1 ($R_{\text{terr}} = 0,2 \times R_a$)
Amos	13,2 ± 1,0	146 ± 11	22,4 ± 1,7	23,2 ± 2,1
SMB1	7,37 ± 0,91	81,5 ± 10,1	12,5 ± 1,5	10,9 ± 2,1
SMB2	40,4 ± 2,0	447 ± 22	68,4 ± 3,3	18,0 ± 1,9
SMB3	436 ± 8	4820 ± 80	738 ± 13	31,6 ± 3,6
SMB4	29,0 ± 1,0	321 ± 12	49,1 ± 1,9	15,5 ± 1,8
SMB5	171 ± 3	1890 ± 40	290 ± 6	24,4 ± 2,5
Har (S)	3,10 ± 0,97	34,3 ± 10,7	5,25 ± 1,63	6,44 ± 1,30
Har (P)	6,12 ± 0,72	67,7 ± 8,0	10,4 ± 1,2	9,80 ± 1,29
Barraute	64,7 ± 2,1	715 ± 23	109 ± 4	-
Landrienne	-	544 ± 28	83,4 ± 4,2	-
P1	-	50 600 ± 800	7750 ± 120	-
P2	-	1920 ± 50	294 ± 7	-

Ainsi, des âges (U-Th)- ^4He variant entre 3100 ± 970 et $436\,000 \pm 8000$ ans sont calculés à partir du premier modèle. Le second fournit des âges situés entre $34,3 \pm 10,7$ et $50\,600 \pm 800$ ans et le dernier entre $22,4 \pm 1,7$ et 7750 ± 120 ans.

Les analyses en activation neutronique sur les matériaux granulaire de la moraine d'Haricana, effectuées pour le premier modèle, ont fourni une concentration variant entre 0.20 et 0.87 ppm pour l'uranium et entre 0.34 et 3.52 ppm pour le thorium (Tableau 3.6). En considérant une contribution équivalente entre les particules fines (sable et silt) et les particules plus grossières (roche volcanique, arkose, conglomérat), on obtient une production moyenne en ^4He *in situ* expérimentale de $1,35 \times 10^{-13} \frac{\text{cm}^3\text{STP}}{\text{g}_{\text{roche}} \cdot \text{an}}$.

Tableau 3.6 Résultats des analyses en activation neutronique

Échantillon	Poids	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Production ^4He ($10^{-13} \text{ccSTP} * \text{g}_{\text{roche}}^{-1} * \text{an}^{-1}$)
(Argile-Silt)-1	2,5007	1,20	2,33	0,75	1,57
(Argile-Silt)-2	2,3009	1,21	2,41	0,75	1,58
Sable-1	1,6698	1,14	1,64	0,36	0,90
Sable-2	1,7545	1,10	1,64	0,33	0,86
Arkose	2,1675	1,60	0,34	0,20	0,34
Conglomérat	1,6583	2,31	3,47	0,87	2,04
Roche volcanique	1,5903	0,53	3,52	0,84	2,01

3.4.2 Évaluation des trois modèles de datation (U-Th)/ ^4He

Les âges obtenus pour le premier modèle sont incohérents puisqu'ils dépassent l'âge de déposition des eskers. Soulignons que l'utilisation du taux de production maximum décelé fournit également des âges U-Th- ^4He incohérents. Ainsi, le taux de production *in situ* estimé est insuffisant pour être à l'origine de l' ^4He dissous dans l'eau à moins que le facteur de rétention soit beaucoup plus élevé que un. Spécifions qu'un mauvais sous-échantillon pour les analyses en activation neutronique, négligeant une source riche

en uranium et en thorium pourrait constituer une source d'erreur.

Le deuxième modèle, fondé sur la production moyenne de la croûte du Supérieur, fournit des âges plus plausibles que le premier modèle. Ces âges demeurent toutefois très éloignés de ceux obtenus par la méthode $^3\text{H}/^3\text{He}$.

Le troisième modèle U-Th- ^4He est admis comme étant le plus représentatif des âges des eaux (Figure 3.9).

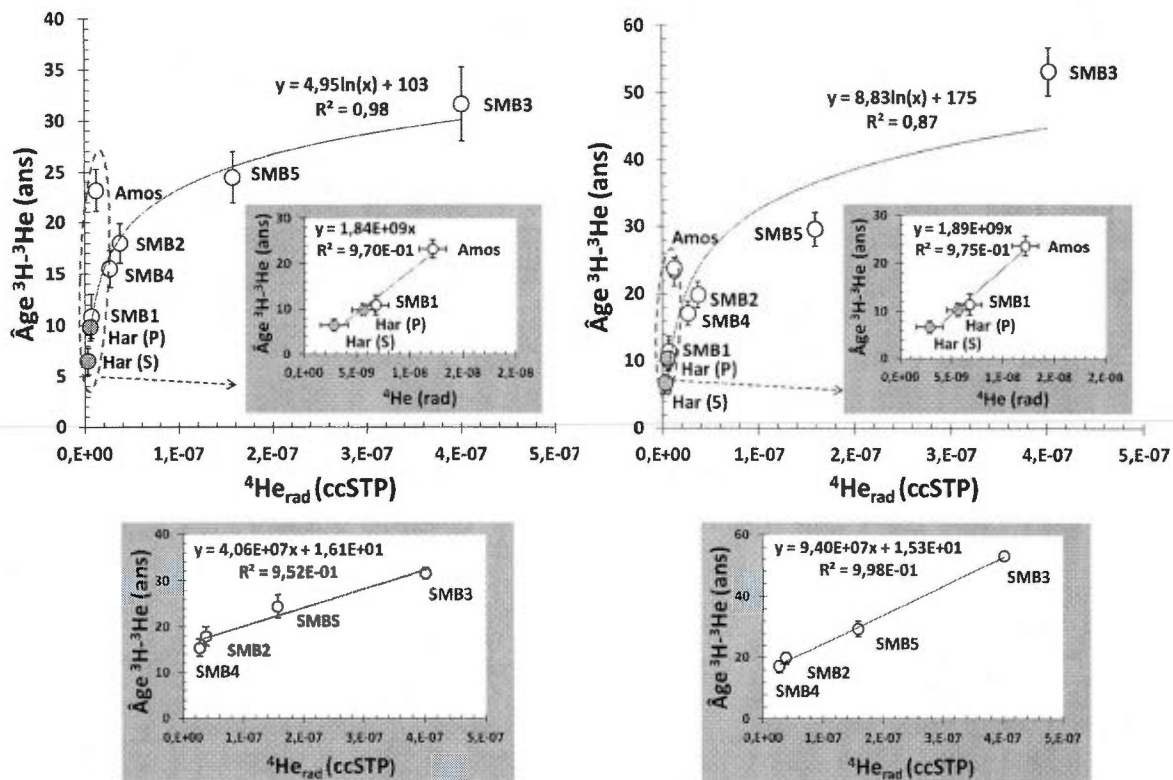


Figure 3.9 Comparaison entre les âges $^3\text{H}-^3\text{He}$ (ans) et de la concentration en ^4He (ccSTP)

Il est basé sur la relation entre la concentration en ^4He et l'âge $^3\text{H}-^3\text{He}$. Deux relations linéaires sont perceptibles indiquant une augmentation de la concentration en ^4He en fonction de l'âge $^3\text{H}/^3\text{He}$. La première se produit entre les puits Har(S,P), SMB (1) et

Amos. Elle marque une augmentation constante de la concentration en ^4He en fonction du temps à partir d'un âge et d'une concentration en $^4\text{He}_{\text{rad}}$ nuls.

L'analyse brute de la seconde relation linéaire entre SMB (2,3,4 et 5) peut suggérer :

- Une perte en ^4He dans une zone où le taux de production en ^4He est plus important.
- L'arrivée d'une eau d'environ 15 ans, ayant évolué avec un taux de production similaire aux autres puits de l'esker, dans une zone où le taux de production en ^4He est supérieur.
- Une sous-estimation des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ pour ces puits proportionnelle à l'augmentation de l'âge causés par un mélange entre de l'eau jeune et ancienne (Beyerle *et al.*, 1999).
- Une surestimation des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ des puits à la recharge par des phénomènes de dispersion/diffusion dont l'effet se répercute en système clos après l'infiltration.

Une relation logarithmique entre tous les puits, sauf celui d'Amos, permet l'obtention d'une concentration en $^4\text{He}_{\text{rad}}$ nulle au temps zéro. Cette corrélation est plus juste pour le premier modèle $^3\text{H} - ^3\text{He}$. On perçoit ainsi une augmentation du taux de libération en ^4He logarithmique avec l'âge $^3\text{H} - ^3\text{He}$ indiquant possiblement la limite de cette méthode de datation pour l'analyse des eaux âgées. Ce modèle souligne potentiellement une montée d'eaux anciennes profondes dont la proportion augmente par rapport à l'eau jeune avec l'âge de l'eau. Remarquons que la seconde relation linéaire possède une ordonnée à l'origine correspondant à un âge d'environ 15 ans, soit l'âge évalué pour la première méthode de datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ pour l'eau jeune en considérant un mélange pour le puits SMB-3.

Rappelons que l'âge $^3\text{H} - ^3\text{He}$ est considéré plus valable pour des eaux jeunes que pour des eaux âgées à cause des phénomènes de dispersion/diffusion du tritium dans l'eau. Une perte initiale équivalente pour les puits SMB (2,3,4 et 5) d' $^4\text{He}_{\text{rad}}$ ou encore l'arrivée d'une eau de même âge dans une zone plus radiogénique pour tous ces puits est peu probable. Ainsi, les hypothèses retenues sont celles d'une sous-estimation des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ pour ces puits, appuyée par nos précédentes observations, ou d'une surestimation des

âges des puits SMB(1,4)-Har(S,P).

On vérifie l'hypothèse d'une surestimation des âges des puits dont la recharge est jeune en trouvant les âges U-Th- ^4He avec la seconde équation ($y = 4,06 * 10^7 \times [^4\text{He}]_{\text{rad}}$) sans la valeur de l'ordonnée à l'origine. La valeur de l'ordonnée à l'origine, selon l'hypothèse, résulterait des effets de dispersion et de diffusion. On obtient des âges aussi faible que 0,12 ans pour Har(S) et 0,23 ans pour Har(P) ce qui s'avère aberrant puisque cela résulte en un gradient vertical d'infiltration de l'ordre de 319 m/an pour la moraine. Cela signifie que les valeurs $^3\text{H} - ^3\text{He}$ des puits SMB(1,2) et Har(S,P) ne sont pas surestimés. Donc, on estime qu'une sous-estimation des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ survient pour les autres puits proportionnelle à l'augmentation de l'âge.

De ce fait, on utilise l'équation trouvée pour la première relation ($y = 1,84 * 10^9 \times [^4\text{He}]_{\text{rad}}$) afin de déceler les âges des échantillons de la plaine et de corriger les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ des échantillons de la seconde relation. Cela implique la considération des âges U-Th- ^4He et des âges $^3\text{H}/^3\text{He}$ du second modèle identiques pour ces quatre puits (Amos, SMB1, Har(S,P)). La constante obtenue est proportionnelle à la porosité, à la densité et au taux de libération :

$$cst = 1 / \left(P_{\text{fluide}}^{^4\text{He}} \times \Lambda_{^4\text{He}} \times \left(\frac{1 - \varphi}{\varphi} \right) \times \rho \right) = 1,84 * 10^9 \quad (3.1)$$

Cela nous permet d'estimer l'âge de la fraction plus ancienne des puits SMB (2,3,4 et 5) ainsi que l'âge des puits de la plaine argileuse. Cette correction sous-entend un mélange pour les puits SMB(2,3,4 et 5) entre une eau récente (puisque qu'ils présentent une certaine quantité en tritium) et une eau ancienne radiogénique. Subséquemment, les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ de ces puits sont possiblement surestimés par rapport à l'eau jeune et sous-estimés par rapport à l'eau ancienne. Cela appuie l'hypothèse de Riverin (2006) proposant également la présence d'un mélange à partir des données tritium et ^{14}C . Ces âges radiocarbone non-corrigés sont toutefois surestimés, conformément aux observations de Castelli (2012), selon nos estimations. Toutefois, on décèle tout de même des eaux anciennes atteignant 730 ans dans l'esker Saint-Mathieu. Notons qu'il est possible

que la déviation entre l'âge $^3\text{H}/^3\text{He}$ soit également causé par une variation locale du taux de production.

3.5 Traçage géochimique des eaux

Cette section aborde l'évolution de la géochimie de l'eau au cours de son cheminement dans l'aquifère ainsi que les conditions lors de la recharge. L'origine du taux de production en ^4He est aussi évalué à l'aide de la comparaison entre les données hydrogéochimiques décelées par les chercheurs de l'UQAT et les âges U-Th- ^4He du troisième modèle. Les conditions survenant lors de la recharge seront également mieux contraints grâce aux résultats préalables comportant la datation U-Th- ^4He , la quantité d'air en excès et les températures de recharge (NGTs).

3.5.1 Origine de l'eau ancienne décelée par la datation U-Th- ^4He

L'eau ancienne est décelée par la méthode de datation U-Th- ^4He avec un taux de production régionale en ^4He considéré constant. Ce taux peut toutefois varier localement dans l'espace principalement selon la production locale des roches sous-jacents l'aquifère ou selon le taux de relâchement d'hélium radiogénique par des matériaux peu perméables. Les puits présentant les plus hauts taux d'hélium radiogénique dans l'eau sont ceux retrouvés dans des zones où le socle est le plus fragilisé et dans les puits de l'aquifère du socle Archéen sous la plaine argileuse. Les puits SMB(3,4,5) de la pisciculture sont situés dans une zone de faille de type indéterminé dans le secteur du pluton La Motte, entre des roches granitiques post-tectoniques (leucoadamellite) du Groupe Preissac-Lacorne et des schistes à biotite dérivés de conglomérats et de «greywacke» du Groupe Kewagama (G.S.C. et Dawson, 1964). Des analyses de concentration en U et Th sur le pluton La Motte indiquent des concentrations particulièrement élevées pour les pegmatites à spodumène (Tableau 3.7).

Tableau 3.7 Estimation des moyennes de concentrations en U (ppm) et en Th (ppm) et des taux de production en ^4He ($\text{ccSTP} \cdot \text{g}_{\text{roche}}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$)

Provenance	Référence	Th (ppm)	U (ppm)	Production ^4He (10^{-13})
Moraine d'Harricana	-	0,59	2,22	1,35
Province du Supérieur	(Pinti <i>et al.</i> , 2011)	10,7	2,8	6,41
Pluton La Motte (Brl)	(Mulja <i>et al.</i> , 995a)	2,4	1,7	2,71
Pluton La Motte (Spd)	(Mulja <i>et al.</i> , 995a)	9,5	18	24,2

D'autre part, les échantillons SMB1 et SMB2 se situent proches de la limite entre des roches granitiques et volcaniques. Mentionnons que les roches granitiques sont potentiellement plus riches en uranium que les roches volcaniques, et produisent ainsi probablement plus d'hélium radiogénique. Néanmoins, l'effet de cette variation semble peu importante puisque les puits de la moraine d'Harricana sont corrélés avec deux puits de l'esker SMB alors que la lithologie sous-jacente est différente. Cela est possible si l'on considère un flux d'hélium à partir du socle rocheux, puisqu'une variation du taux de production des roches sous-jacentes pour des valeurs possibles illustré au tableau 3.7 a un effet relativement faible sur la variation du taux de production *in situ* décelé.

Il faut noter que les plutons granitiques (Lacome, La Motte) présentent une concentration généralement assez élevée en uranium et en thorium. En utilisant un taux de production équivalent à celui des pegmatites à spodumène et une porosité faible d'environ 1%, on obtient les âges U-Th- ^4He corrigés par le tritium. Ainsi, il est possible que la majorité de l'hélium-4 des puits SMB(2,3,4,et 5) proviennent de l'eau riche en ^4He circulant dans les fissures du socle granitique et/ou du till dérivé présentant une faible porosité. Notons que le till de Matheson montre une concentration en uranium entre 4.6 et 28.2 ppm avec une valeur moyenne de 10.2 ppm dans les minéraux lourds (McClenaghan, 1990). Dans la fraction fine de ce till, en Ontario, McClenaghan (1990) dénote des teneurs en uranium entre 0.1 et 2.9 ppm. Le taux de production potentiel très supérieure

pour les roches du pluton La Motte (Spd) et les minéraux lourds du till peut rendre le taux de production des autres matériaux relativement négligeable pour l'évaluation des âges U-Th- ^4He . Le till et le roc sont à la base de l'esker et peuvent ainsi interagir directement avec l'eau de l'esker. Les puits SMB (3 et 5) atteignent possiblement l'unité de Till selon les données stratigraphiques de l'UQAT (Figure 3.10).

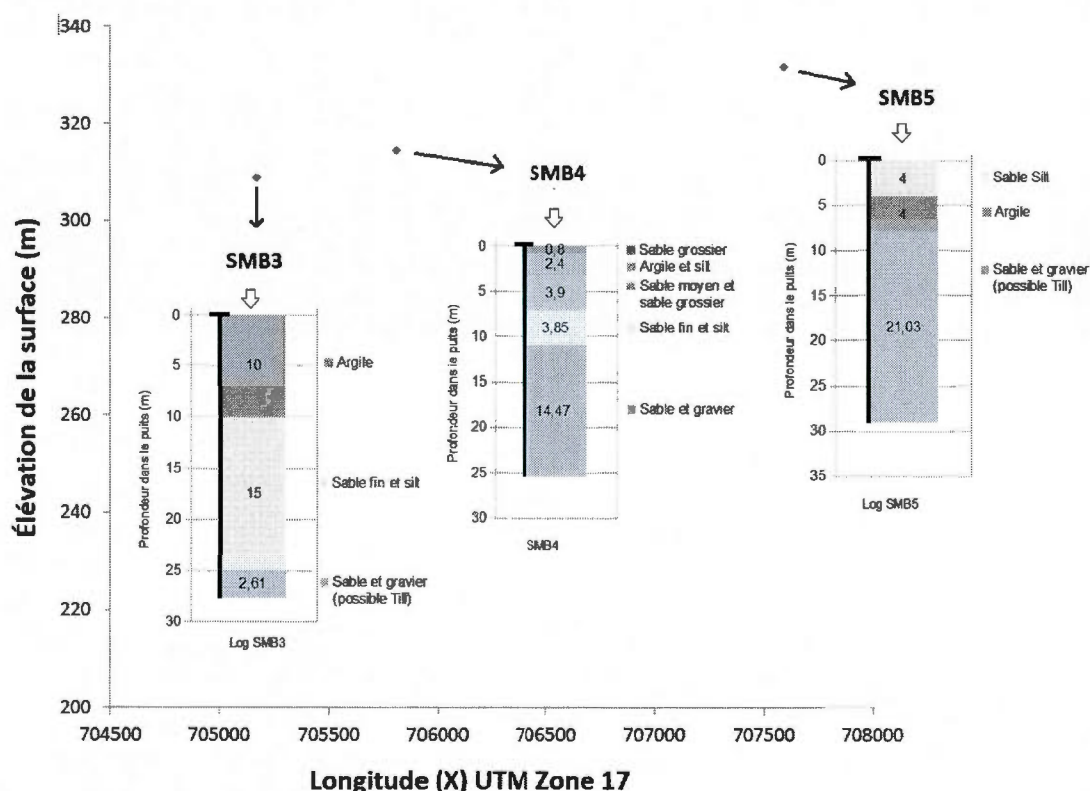


Figure 3.10 Log lithologique des unités environnantes les puits du secteur sud de l'esker Saint-Mathieu de Berry. Les chiffres à l'intérieur des unités désignent l'épaisseur de chaque couche en mètres.

Soulignons que le facteur radiogénique augmente avec la profondeur des puits suggérant un mélange entre une eau ancienne riche en ^4He et une eau jeune. Toutefois, l'hypothèse de relâchement plus notable par les matériaux des accumulations fluvio-glaciaire reste concevable.

D'un autre ordre d'idée, l'évolution de l'eau souterraine selon Castelli (2012) est fonction des interactions entre l'eau et la roche. Cette auteur suggère la possibilité d'une implication des minéraux silicatés dans les processus géochimiques d'altération, contribuant ainsi à l'évolution de l'eau. Cette hypothèse est appuyée par nos résultats désignant une hausse générale de la concentration en silice avec l'augmentation du temps de séjour de l'eau, particulièrement pour les puits de la plaine argileuse. Notons que le taux de dissolution de cet élément baisse avec l'augmentation du temps de séjour de l'eau, indiquant la limite de dissolution de celui-ci. Le puits SMB3 présente une concentration plus faible en silice qui résulte possiblement d'un mélange avec de l'eau jeune dont la concentration en silice est faible ou nul.

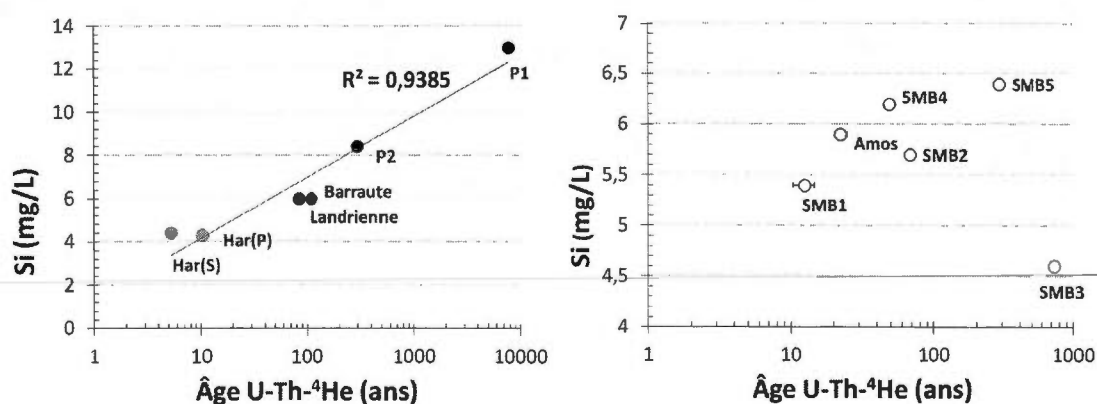


Figure 3.11 Augmentation de la concentration en silice avec l'âge U-Th-⁴He corrigé.

La zone sud de l'esker de SMB contient des gisements de molybdène dans le roc (Ressources Naturelles et Faune du Québec, 2012). Conjointement, on observe une élévation de la concentration en Mo avec l'âge U-Th-⁴He. Cette augmentation soutient l'hypothèse d'un mélange avec une eau ancienne enrichie en Mo circulant dans les fissures du Pluton de La Motte et/ou du till dérivé. Cette eau ancienne accumule de plus en plus de molybdène et d'⁴He. Notons que les processus d'érosion glaciaire font que les minéraux des plutons granitiques sont dispersés dans les matériaux formant le till de Matheson. D'autre part, les sulfates sont concentrés dans des eaux anciennes, principalement dans

SMB 2,3 et 5 (Figure 3.12). Ces derniers sont situés dans des zones de contact lithologique affectés par un métamorphisme de contact. La formation du sulfate est probablement générée lors de l'oxydation de la pyrite provenant des matériaux de l'aquifère (Castelli, 2012).

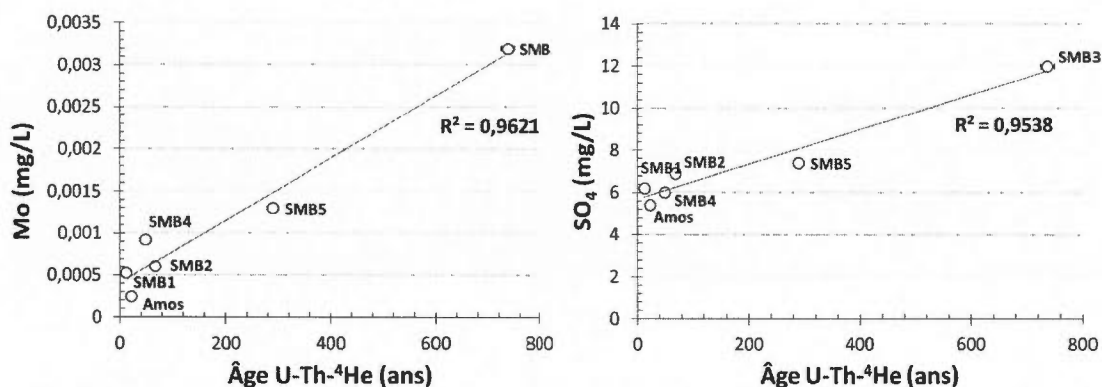


Figure 3.12 Augmentation de la concentration en molybdène et des sulfates avec l'âge U-Th-⁴He corrigé.

On remarque que les puits situés dans le secteur nord sont plus proches du centre de l'esker que ceux du secteur sud (Figure 3.13). L'âge élevé des puits SMB(3 et 5) peut être expliqué en partie par une alimentation principale de faible proportion provenant de l'écoulement transversal à l'esker dont la vitesse diminue potentiellement en marge de l'esker par effet de confinement. Cet effet peut être propice à l'apparition de la turbulence survenant lorsque la source d'énergie mettant le fluide en mouvement est relativement intense par rapport à la résistance à l'écoulement. Celle-ci, caractérisée par une augmentation du phénomène de dispersion, peut aider au mélange entre l'eau ancienne piégée dans les fissures et l'eau des eskers.

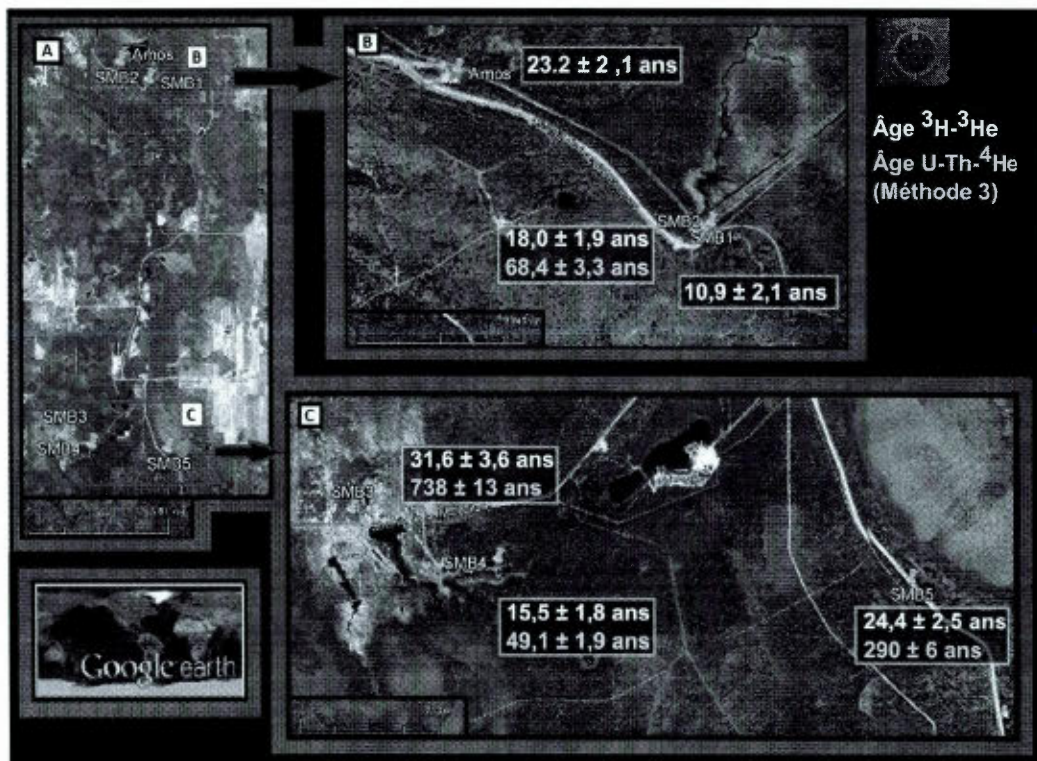


Figure 3.13 (A) Aperçu des puits échantillonnés dans l'esker Saint-Mathieu de Berry (SMB) en image satellite (Google Earth). (B) Agrandissement des puits prélevés dans le secteur nord et (C) dans le secteur de la pisciculture au sud.

Dans la plaine argileuse, on obtient une eau ancienne atteignant environ 8000 ans circulant dans l'aquifère du socle fracturé. L'âge de l'eau et la salinité augmente en s'éloignant de la moraine d'Harricana révélant que celle-ci pourraient incarner une zone d'infiltration majeure pour l'aquifère du socle rocheux de la plaine argileuse (Fig. 3.14). Tous les puits érigés dans la plaine argileuse montrent une augmentation de la salinité par rapport au puits Har(P). Cette augmentation peut être expliquée par l'altération de la roche engendrant une hausse de la salinité avec le temps de séjour de l'eau. Si tel est le cas, la couche argileuse recouvrant la plaine et l'esker de Barraute forme une barrière efficace contre l'infiltration de surface et le lac Figueray n'alimente pas de façon significative les puits «P2» et «P1» de la plaine. Notons que ces puits ne présentent pas une

composante atmosphérique significative. De plus, l'hypothèse de Veillette *et al.* (2007) suggérant une recharge de l'esker de Barraute (109 ans) en provenance de la moraine d'Harricana (5.25-10.36 ans) est supportée par les âges U-Th-⁴He permettant d'estimer un taux de déplacement horizontal de l'ordre de $3.1 \cdot 10^{-4}$ cm/s. Cette valeur correspond à la conductivité hydraulique désignée pour un mélange de silt, sable, argile et till.

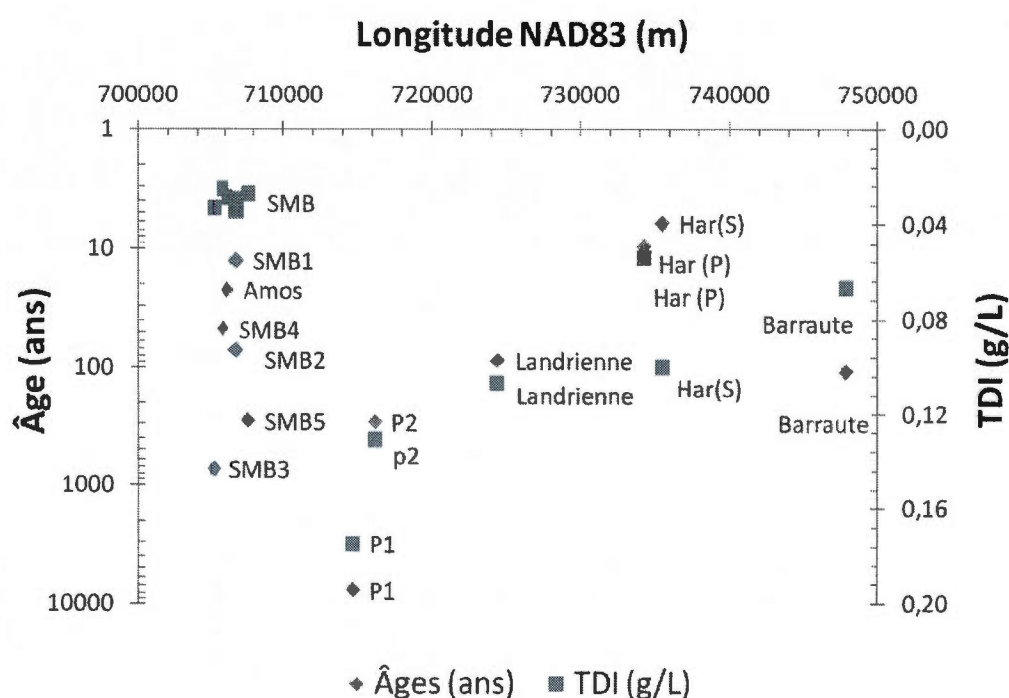


Figure 3.14 Âge U – Th – ⁴He (ans) et TDI (g/L) en fonction de la longitude (m).

Notons que le puits P1 se situe à une profondeur plus élevée dans le roc que le puits P2 (Annexe- Fig 3.28). Puisque l'altération du roc (fissures/fractures) progresse à partir de la surface du socle rocheux, sa perméabilité diminue généralement avec la profondeur. Ainsi, il semble normale que l'âge de l'eau du puits «P1» soit supérieur à celui du puits «P2».

3.5.2 Évaluation du taux de production en ^4He

Il est possible d'estimer le taux de production en $^4\text{He}_{\text{rad}}$ par la connaissance des autres facteurs de l'équation de Torgersen et Clarke (1985). Ainsi, en supposant une porosité de 2% et une densité de 2.65, on obtient un taux de production de $4.2 \times 10^{-12} \frac{\text{cm}^3 \text{STP}}{\text{g}_{\text{roche}} \cdot \text{an}}$. Celui-ci s'avère environ 30 fois supérieure à la production *in situ* ou 6 fois supérieure à la production de la croûte du Supérieur.

On peut supposer la présence d'un flux d'hélium en provenance du socle de la Province du Supérieur dans l'aquifère de l'esker. Afin d'estimer le flux moyen d'hélium-4 entrant dans l'aquifère, on utilise les puits SMB(1,2,5) et Barraute qui montrent une augmentation des rapports R/R_a avec l'augmentation de la profondeur des puits.

Le flux se calcul selon l'équation de Sano *et al.* (1986) :

$$F_{^4\text{He}}^{\text{out}} = P_{\text{roche}}^{^4\text{He}} * z * \frac{R_z - R_{\text{rad}}}{R_z - R_{z=0}} \quad (3.2)$$

$F_{^4\text{He}}^{\text{out}}$: Flux sortant de l'aquifère sous-jacent

$R_z = \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)$ profondeur z

$R_{\text{rad}} = \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)$ production *in situ*

$R_{z=0} = \left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right)$ surface

Un rapport $R_{z=0} = 1.47$ est estimé par la production d'une droite de régression de l'évolution des rapports R/R_a en fonction de la profondeur des puits SMB (1,2,5) et Barraute. Le rapport R_{rad} utilisé est de 0.2.

Un flux moyen de $2.09 * 10^{-11} \text{ cm}^3 \text{STP}_{^4\text{He}}$ est ainsi trouvé. Puis l'équation suivante est appliquée :

$$t = \frac{[{}^4\text{He}]_{\text{radiogenique}}^{\text{fluide}}}{\left[\left(P_{\text{fluide}}^{{}^4\text{He}} * \rho \right) + \frac{F_{\text{He}}^{\text{in}}}{h} \right] \times \Lambda \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right)} \quad (3.3)$$

$$P_{\text{fluide}}^{{}^4\text{He}} = \left(\frac{[{}^4\text{He}]_{\text{radiogenique}}^{\text{fluide}}/t}{\Lambda \times \frac{1-\phi}{\phi}} - F_{\text{He}}^{\text{in}}/h \right) / \rho \quad (3.4)$$

$F_{\text{He}}^{\text{in}}$: Flux entrant dans l'aquifère en $\frac{\text{cm}^3\text{STP}_{{}^4\text{He}}}{\text{cm}^2 \times \text{an}}$

h = Épaisseur de l'aquifère (cm)

On considère une porosité de 28% et une densité moyenne de 2.65 pour les matériaux constituant l'esker SMB et l'esker de Barraute ainsi qu'un flux provenant de l'aquifère sous-jacent équivalent à $2.09 * 10^{-11} \text{cm}^3\text{STP}_{{}^4\text{He}}/(\text{cm}^2 \times \text{an})$. L'épaisseur moyenne des eskers du secteur estimée par Nadeau (2011) est de 5.76 m. La zone saturée de l'esker se trouvent dans 65% du volume de ces eskers selon les travaux de (Bolduc *et al.*, 2005). Ainsi, l'approximation grossière de la hauteur moyenne saturée en eau est d'environ 3.74 m. Une production *in situ* de $7,97 * 10^{-11} \text{ccSTP}/(\text{g}_{\text{roche}} * \text{an})$ est obtenue. Cette production *in situ* vaut environ 600 fois celle estimée par les expériences en activation neutronique. Elle semble surestimée puisque les roches de l'aquifère de l'esker et de la moraine dérive du socle qui présentent des productions de l'ordre de 6.41 à $24.2 * 10^{-13} \text{ccSTP}/(\text{g}_{\text{roche}} * \text{an})$.

Il est possible que l'indice des vides soit plus grand, que la hauteur de l'aquifère actif plus faible et que le taux de libération atteigne une valeur de 300 (Solomon *et al.*, 1996). Si l'on néglige le flux et que l'on considère que les roches de l'aquifère libèrent de l'hélium-4 avec un taux de libération Λ variant entre 30 et 300, on obtient une production *in situ* dans le fluide entre $2.66 * 10^{-12}$ et $2.66 * 10^{-13} \text{ccSTP}/(\text{g}_{\text{roche}} * \text{an})$ ce qui s'avère acceptable. Ainsi, des expériences plus approfondies sur plusieurs échantillons de types différents en activation neutronique seraient nécessaires afin de s'assurer de la valeur de la production *in situ*. Un comptage pétrographique serait également de paire. De plus, des expériences en laboratoire sur le taux de libération en ${}^4\text{He}$ par les matériaux imperméables de ces aquifères seraient pertinents.

3.5.3 Conditions lors de la recharge

Les mécanismes survenant lors de la recharge peuvent être estimés grâce aux températures de recharge et grâce à l'air en excès dissous dans l'eau. L'eau de nos échantillons présentent des quantités d'air en excès inégales. Cela peut indiquer la présence de processus de dénitrification/nitrification, de diffusion, d'une recharge effective dans des zones différentes ou encore d'une recharge sporadique produite à des moments distincts au cours de l'année. Cette dernière possibilité est d'autant plus marquée dans des secteurs nordiques comme Amos où les variabilités saisonnales sont importantes. En effet, les variations climatiques se répercutent sur l'infiltration et sur les précipitations (eau, glace, neige).

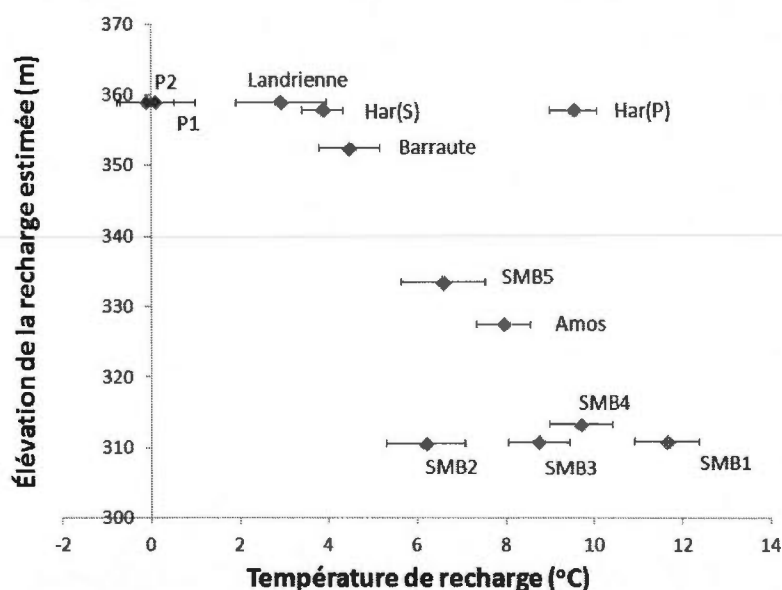


Figure 3.15 Température de recharge °C en fonction de l'élévation estimée pour la recharge (m).

On observe une augmentation des températures de recharge lors d'une diminution de l'altitude de recharge estimée. Les élévations pour la recharge sont évaluées approximativement à partir des élévations de surface, des mesures par des systèmes de positionne-

ment et de navigation par satellite GNSS «Global Navigation Satellite System» et par les informations cartographiques disponibles dans *ArcGIS* (Annexe-Tab.3.10). Celles estimées pour les puits P1 et P2 sont basées sur nos hypothèses préalables.

Dans l'esker Saint-Mathieu, on note une diminution de la température de recharge corrélée à une hausse de l'excès d'air de SMB1 à SMB2. Notons que SMB1 présente une eau plus jeune superficielle que SMB2. Dans le secteur sud, une relation similaire est perceptible à partir de SMB4, plus proche du centre de l'esker. Cela indique une augmentation de la dissolution de l'excès d'air avec le temps.

De plus, une diminution de la température corrélée à une augmentation de l'air en excès à partir de la moraine d'Harricana est perceptible dans la plaine argileuse. Cette diminution de température semble liée également à une augmentation de la profondeur des puits et à une élévation de l'âge U-Th-⁴He (Fig. 3.16). Afin d'expliquer les observations au niveau de la plaine et de la moraine, on émet le postulat suivant :

L'hiver, le niveau d'eau dans les aquifères est minimum. Au début du printemps, la température de l'eau de fonte est proche de 0°C et la fluctuation des niveaux d'eau au niveau de la recharge est importante permettant ainsi, l'incorporation d'une grande quantité d'air en excès. Cette eau froide chargée en bulle d'air s'infiltre rapidement dans le système et intègre rapidement l'aquifère du socle rocheux à des profondeurs importantes. L'eau d'infiltration se réchauffe progressivement avec le temps, passant à la saison estivale et poursuit son infiltration au niveau de la moraine. Le niveau d'eau des puits augmente et le système devient relativement saturé. La température de recharge de l'eau de la moraine d'Harricana est plus faible en surface qu'en profondeur.

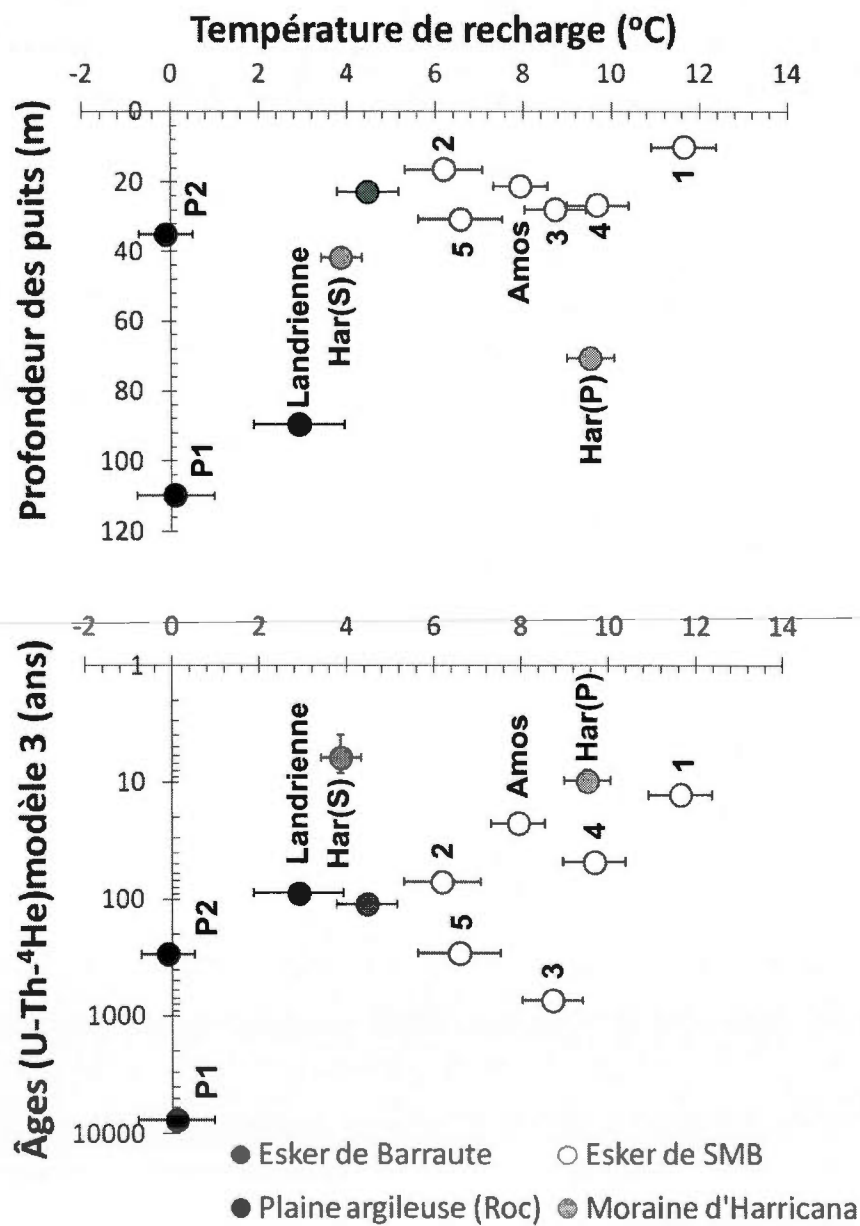


Figure 3.16 (A) Âge U-Th-⁴He (ans) et profondeur des puits (m) en fonction des températures de recharge des puits °C.

Cela s'explique en considérant la dernière recharge de l'eau de la moraine effectuée en automne autour du mois d'octobre alors que la température moyenne est d'environ 3,4°C (Environnement Canada, 2013). Si l'on considère que ce phénomène se produit à chaque année, les observations moyennes des températures de recharge devraient refléter un patron similaire à celui survenant pour une année. Notons que les échantillons ont été prélevés en août, soit en automne.

Il est supposé que la recharge de l'esker de SMB se produit légèrement au nord des puits échantillonnés dans le secteur nord et légèrement au sud des puits de la pisciculture. Les températures de recharge sont plus élevées pour les puits de l'esker SMB (entre 8 et 12°C) que pour ceux de la plaine argileuse et de la moraine d'Harricana.

D'un autre ordre d'idée, les températures de recharge diminuent avec l'augmentation du néon en excès ΔNe (%) et le $\delta^{18}\text{O}$ augmente avec les âges U-Th- ^4He calibrés (Figure 3.17).

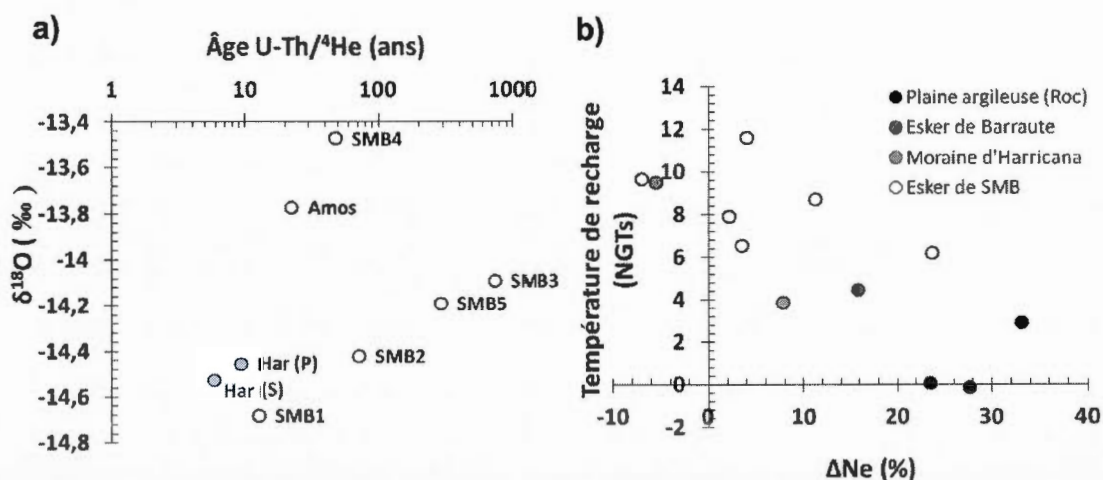


Figure 3.17 (a) $\delta^{18}\text{O}$ (‰) en fonction de l'âge U-Th- ^4He (méthode 3). (b)

Températures de recharge (NGTs-°C) en fonction de ΔNe (%).

Ces relations peuvent suggérer la présence d'eau post-glaciaire caractérisée par une grande concentration de néon en excès causée par la dissolution d'air atmosphérique

dans un environnement de glace. Cela semble particulièrement plausible pour le puits «P1», dont l'eau provient de l'aquifère au roc sous la plaine argileuse, qui fournit un âge d'environ 8000 ans. Cette âge correspond à la période estimée pour le drainage complet du Lac Objibway vers la mer de Tyrell (Veillette, 1997). Il est possible que cet événement soudain aurait été favorable au piégeage d'eau dans les fractures du roc par la mobilisation partielle temporaire de l'argile.

Afin de produire une évaluation plus réaliste des conditions survenant lors de la recharge, il est important de déterminer si les processus de dénitrification/nitrification ont pu affecter les concentrations mesurées en ΔNe (%). Dans notre zone d'étude, les facteurs potentiels pouvant affectés de façon importante les concentrations en nitrate dans l'eau sont liés intimement aux activités humaines et aux particularités climatiques de la région. En effet, l'épandage de fertilisants et l'irrigation couramment employés en agriculture ainsi que la production de plantes vivants en symbiose avec des bactéries fixatrices d'azote sont des facteurs anthropiques notables pouvant influencer les concentrations en nitrate dissous dans l'eau (Ringrose *et al.*, 1998; Barnes *et al.*, 1992). Le changement d'occupation du sol peut également venir perturber le cycle naturel de l'eau (Philippe, 2011). D'autre part, le lessivage accru au printemps lors du dégel et les pluies abondantes sont propices à la recharge naturelle de cet élément dans la zone non-saturée. Les quantités dissoutes en nitrate à la recharge ainsi que sa distribution dans l'eau dépendent toutefois des caractéristiques spécifiques du secteur (Stadler *et al.*, 2012). Par exemple, un ruissellement suivant la topographie de la couche argileuse de la plaine peut être favorisé par l'imperméabilité de l'argile. Remarquons que généralement, la nitrification est un processus relativement constant dans les écosystèmes alors que les taux de dénitrification sont variables dans l'espace et au cours du temps.

La figure 3.18 signale une augmentation de la concentration en NH_4^+ avec la quantité d'air en excès. Notons que le NO_3^- montre une relation similaire pour les puits Har(S), Barraute et P1. Pour ces puits, la concentration en nitrate augmente également avec le temps de séjour. Nous avons considéré préalablement que la dissolution de l'air en excès pour les échantillons de la plaine provient d'une même source, soit de la moraine,

et augmente avec le temps. Dans notre secteur, les taux de recharge semblent élevés puisqu'ils sont favorables à la capture d'excès d'air dont la dissolution est progressive. Un taux élevé de recharge est lié à des précipitations et/ou à des taux de ruissellements importants engendrant normalement une plus grande lixiviation des nitrates (Almasri et Kaluarachchi, 2004; Costa *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 1996). Ce phénomène est également favorable à l'entraînement des sels solubles dans la nappe. En résumé, on obtient probablement une recharge en éléments dissous (nitrate, sels) accrue corrélée à un taux de recharge plus important. Il est possible que ces résultats soit aussi le cumul d'une accumulation à long terme de ces éléments dans la nappe.

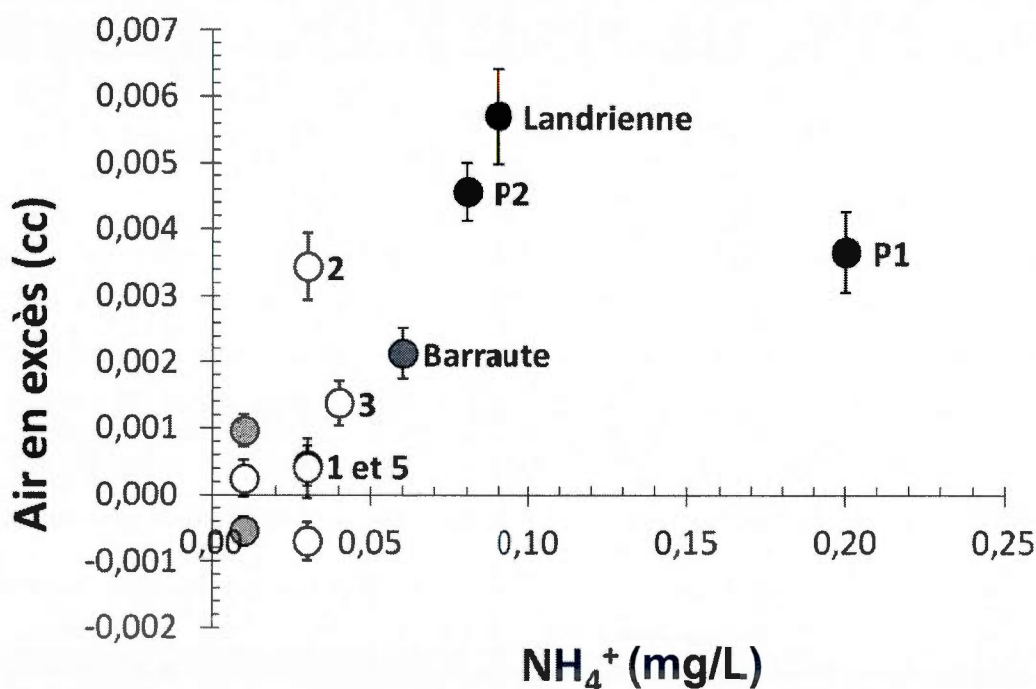


Figure 3.18 (A) Air en excès en fonction de la concentration en NH_4^+ .

D'un autre ordre d'idée, les nitrates peuvent subir un lent transfert au travers de la zone non-saturée argileuse de la plaine vers l'aquifère profond et s'y accumuler. En

effet, Binley *et al.* (2002) ont décelé des vitesses de transfert d'environ 0,20 m/an dans une zone non saturée argileuse. Si tel est le cas, une pollution en nitrate provenant de la surface subirait un retard dont l'importance serait proportionnelle à l'épaisseur de la zone non-saturée (Foster, 2000). Cependant, ce phénomène suggère une concentration en nitrate plus faible en profondeur, ce qui est à l'opposé de ce qui est observé dans notre secteur (Almasri et Kaluarachchi, 2004). Ainsi, la première hypothèse liée au taux de recharge accrue et à l'accumulation à long-terme est favorisée. Rappelons que la vitesse moyenne d'infiltration des traceurs ^3H et ^3He estimée pour la moraine atteint 6.98 m/s appuyant l'idée d'une recharge rapide à travers la surface granulaire de cette formation.

Les puits Landrienne ($A=0.00570$ ccSTP ; $\text{NO}_3=0.01$ mg/L) et P2 ($A=0.00457$ ccSTP ; $\text{NO}_3=0.01$ mg/L) sont ceux présentant simultanément les plus grandes concentrations en excès d'air et les plus faibles concentrations en nitrate des échantillons de la plaine. Ainsi, ils présentent probablement de l'excès d'air dérivé de la réduction des nitrates. Notons que plusieurs donneurs d'électrons, comme le fer et les sulfures, peuvent être impliqués dans les réactions de dénitrification (Pauwels *et al.*, 2000). Pauwels *et al.* (2000) dénote la présence d'une dénitrification autotrophe, dont la tendance est à la libération de SO_4^- , dans des aquifères schisteux inaltérés en Bretagne. Notons que ces puits atteignent le roc formé de roche volcanique et que celui de Landrienne présente les plus grande concentrations en sulfate de la plaine, soit de 15 mg/L (Annexe- Fig. 3.28 ; Tableau 3.11). Il est suggéré qu'une dénitrification autotrophe produisant l'oxydation de la pyrite survienne pour ce puits.

Rappelons que la plaine argileuse est caractérisée par une zone agricole importante et ainsi, que l'utilisation de fertilisants ajoute potentiellement ces éléments dans la nappe. Néanmoins, puisque les concentrations en ces éléments sont faibles, ils témoignent plutôt d'une origine naturelle.

3.6 Analyse des températures de recharge, du fractionnement et de l'excès d'air

Les concentrations en gaz rares dissous dans l'eau sont intimement liées aux conditions climatiques qui prévalent lors de la recharge (Chapitre 2). L'influence des variations climatiques dans des secteurs présentant une saisonnalité marquée, comme c'est le cas pour la zone à l'étude, est particulièrement importante sur les températures de recharge. En effet, la saison hivernale marque généralement une pause ou un ralentissement de la recharge par les précipitations neigeuse et le gel. La température atmosphérique, lorsqu'elle permet la fonte de la neige et de la glace, permet simultanément la recharge d'eaux froides. Ainsi, l'acquisition des températures moyennes mensuelles de l'atmosphère et des informations sur les précipitations régionales est utile afin d'estimer les périodes les plus favorables à la recharge.

En considérant toute l'eau des précipitations hivernales disponible à la recharge avec une température de 0°C, on estime en pondérant selon la proportion des précipitations mensuelles une température de recharge moyenne potentielle variant entre environ 6°C et 11°C entre 1977 et 1997 (Équation 3.5). Cette estimation est basée sur les données météorologiques de Riverin (2006).

$$T_{recharge} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{P_{mois}}{P_{tot}} * T_{moy} \right) \quad (3.5)$$

Où « $T_{recharge}$ » représente la température (°C) de recharge moyenne pondérée annuelle estimée et « T_{moy} » la température moyenne atmosphérique en (°C) durant le mois. Une température de 0°C est utilisée pour les températures atmosphériques négatives. « P » désigne les précipitations (mm) pour un mois, « P_{tot} » les précipitations totales annuelles, « i » le mois et « n » le nombre de mois, soit douze.

Puisqu'une fraction de l'eau de fonte subit en réalité plusieurs processus (ruissellement...), les moyennes pour les températures de recharge annuelles sont possiblement supérieures.

La température atmosphérique maximale moyenne enregistrée entre 1980 et 1990 survient en juillet 1988 et vaut 25,4°C (Environnement Canada, 2013).

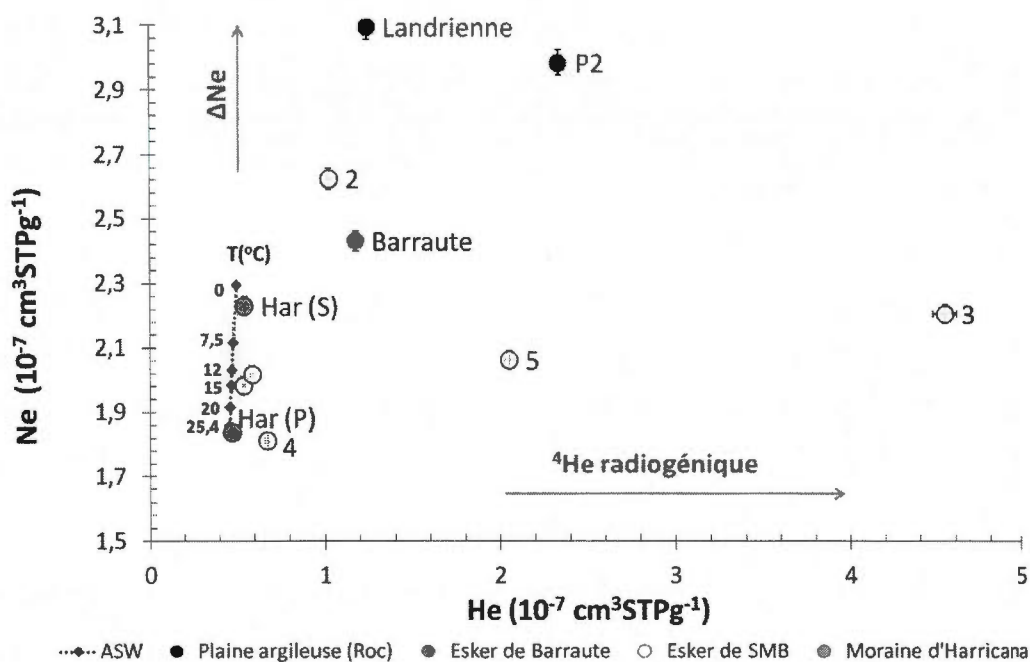


Figure 3.19 Concentration en Ne en fonction de la concentration en He ($\text{cm}^3 \text{STPg}^{-1}$). La courbe noire désigne les températures de solubilisation à l'équilibre (ASW) possibles.

Cette température est utilisée dans le graphique 3.19 afin de trouver les plus faibles concentrations de solubilisation à l'équilibre «ASW» du néon et de l'hélium. Les valeurs «ASW» sont basées sur les données de Smith et Kennedy (1983) en considérant une salinité nulle lors de la recharge. Notons que l'eau de notre secteur présente une faible salinité, au-dessous de 0,5 g/L (Castelli, 2012). Le graphique 3.19, exposant la concentration en néon contre la concentration en hélium, permet l'identification d'excès d'air non fractionné pour la majorité des puits. Il signale toutefois une perte d'air en excès ou un dégazage pour «Har(P)» et «SMB4». En effet, ces derniers présentent des concentrations en néon inférieures à celle correspondant à une solubilisation à l'équilibre survenant à 25,4°C. Ce graphique indique également l'implication relative de la com-

posante radiogénique, marquée particulièrement pour le puits «P1» (en dehors du graphique) et le puits «P2», et du ΔNe qui semble plus élevé pour les puits de Landrienne et «P2».

Le choix du modèle utilisé pour déceler les températures de recharge est lié intimement au fractionnement. En somme, le fractionnement isotopique décrit les rapports isotopiques entre deux composés suite à l'atteinte de l'équilibre chimique ou en processus de transition chimique ou physique :

$$F(^mX)_{ech} = \frac{[^mX]/[^{36}\text{Ar}]_{ech}}{[^mX]/[^{36}\text{Ar}]_{air}} \quad (3.6)$$

$$F(^mX)_{ASW} = \frac{[^mX]/[^{36}\text{Ar}]_{ASW}}{[^mX]/[^{36}\text{Ar}]_{air}} \quad (3.7)$$

Où mX représente soit le « ^{20}Ne », le « ^{84}Kr » ou le « ^{132}Xe » et F désigne le facteur de fractionnement (Ozima et Alexander, 1976).

L'équation 3.6 permet de calculer le fractionnement survenant entre les gaz dissous dans l'eau échantillonnée et ceux contenus dans l'air (Tableau 3.8). Les rapports de fractionnement obtenus montrent un enrichissement d'un facteur allant de 3,3 à 3,64 fois la valeur du $(^{132}\text{Xe}/^{36}\text{Ar})_{air}$ et de 1,81 à 1,91 fois la valeur du $(^{84}\text{Kr}/^{36}\text{Ar})_{air}$. D'autre part, on obtient un appauvrissement de 0,26 à 0,31 fois la valeur du $(^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar})_{air}$. Donc, tous les échantillons indiquent un appauvrissement en ^{20}Ne lors d'un enrichissement en ^{84}Kr et en ^{132}Xe . Ces valeurs semblent typiques d'une solubilisation à l'équilibre «ASW». Ainsi, le fractionnement semble produit lors de la dissolution des gaz nobles, indiquant une solubilisation de tout l'air en excès.

Tableau 3.8 Fractionnement isotopique du ^{132}Xe , du ^{20}Ne et du ^{84}Kr

Échantillon	^4He (10^{-7}cc STP/g)	^{20}Ne (10^{-7}cc STP/g)	^{36}Ar (10^{-6}cc STP/g)	^{84}Kr (10^{-8}cc STP/g)	^{132}Xe (10^{-9}cc STP/g)	$F(^{20}\text{Ne})$	$F(^{84}\text{Kr})$	$F(^{132}\text{Xe})$
Amos	0.59	1.83	1.36	5.21	3.62	0.26 ± 0.00	1.86 ± 0.04	3.59 ± 0.02
Barraute	1.18	2.20	1.55	5.97	4.08	0.27 ± 0.01	1.86 ± 0.04	3.53 ± 0.02
Landrienne	1.24	2.80	1.75	6.53	4.29	0.31 ± 0.01	1.81 ± 0.04	3.30 ± 0.02
P1	42.79	2.54	1.79	7.06	4.73	0.27 ± 0.01	1.90 ± 0.04	3.54 ± 0.02
P2	2.34	2.70	1.82	7.09	4.92	0.28 ± 0.01	1.89 ± 0.04	3.64 ± 0.02
Har (S)	0.54	2.02	1.51	5.96	4.23	0.26 ± 0.00	1.91 ± 0.04	3.76 ± 0.03
Har (P)	0.47	1.66	1.27	4.92	3.41	0.25 ± 0.00	1.87 ± 0.04	3.60 ± 0.02
SMB1	0.54	1.79	1.26	4.69	3.18	0.27 ± 0.01	1.81 ± 0.04	3.40 ± 0.02
SMB2	1.03	2.37	1.54	5.76	3.81	0.29 ± 0.01	1.81 ± 0.04	3.33 ± 0.02
SMB3	4.54	2.00	1.37	5.20	3.49	0.28 ± 0.01	1.83 ± 0.04	3.41 ± 0.02
SMB4	0.67	1.64	1.28	4.89	3.37	0.25 ± 0.00	1.85 ± 0.04	3.55 ± 0.02
SMB5	2.05	1.87	1.43	5.39	3.74	0.25 ± 0.00	1.83 ± 0.04	3.52 ± 0.02
Incertitude	1.50%	1.30%	1.30%	1.50%	2.20%			

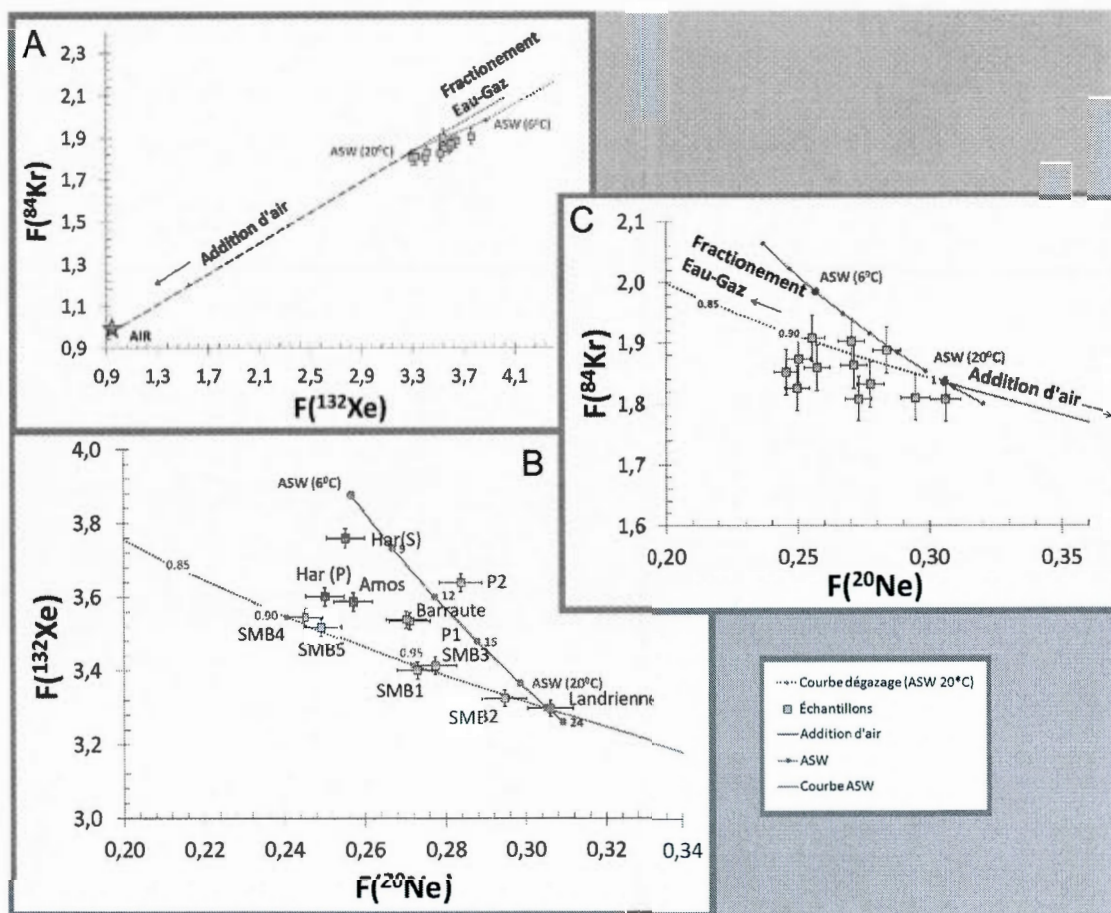


Figure 3.20 (A) $F(^{84}\text{Kr})$ en fonction du $F(^{132}\text{Xe})$. (B) $F(^{132}\text{Xe})$ en fonction du $F(^{20}\text{Ne})$. (C) $F(^{84}\text{Kr})$ en fonction du $F(^{20}\text{Ne})$. Tous les fractionnements sont comparés à ceux de l'atmosphère (ASW-entre 6 et 20°C) et à ceux correspondant à la diffusion moléculaire de Rayleigh à partir d'une température de 20°C (Courbe de dégazage). Les chiffres gris sur la courbe de dégazage désigne la valeur de fractionnement.

Pour vérifier la validité de cette hypothèse, la valeur de fractionnement calculée pour chaque puits est comparée à celles décelées pour une solubilisation à l'équilibre «ASW», basé sur les données de Smith et Kennedy (1983), survenant entre 6 et 20°C (Figure 3.20). Les graphiques de la figure 3.20 dévoilent en réalité une légère déviation entre les fractionnements isotopiques du néon, de l'argon et du xénon des échantillons et ceux

correspondant à une solubilisation à l'équilibre. À première vue, les relations du $F(^{84}\text{Kr})$ et du $F(^{132}\text{Xe})$ en fonction du $F(^{20}\text{Ne})$ indiquent une solubilisation des échantillons survenant entre 6 et 24°C, suivit d'un fractionnement correspondant à une perte par diffusion de moins de 10% vers la phase gazeuse (Fig.3.20; B et C). Le rapport entre le $F(^{84}\text{Kr})$ et le $F(^{132}\text{Xe})$ suggère une implication relative plus importante de l'air en excès que du fractionnement (Fig.3.20; A). Pourtant, le $F(^{84}\text{Kr})$ et le $F(^{132}\text{Xe})$ dénotent une implication plus importante du fractionnement lorsqu'ils sont comparés au $F(^{20}\text{Ne})$.

Remarquons que les températures de solubilisation à l'équilibre «ASW» utilisée à mesure comparative, soit entre 0 et 24°C, indiquent les valeurs extrêmes possibles. Toutefois, les valeurs de températures de recharge évaluées par le programme de Ballentine et Hall (1999b) à partir du modèle «UA» varie entre 0 et 12°C et les valeurs de températures moyennes de recharge préalablement estimées se situe entre 6 et 11 °C. Ainsi, les valeurs du $F(^{132}\text{Xe})$ et du $F(^{84}\text{Kr})$ semblent légèrement sous-estimées.

En considérant une perte en isotope lourds (Kr et Xe) pour tous les échantillons de 8% lors des analyses, on obtient une solubilisation à l'équilibre des gaz nobles avec des températures de recharge correspondant mieux à ceux estimées par le modèle «UA», soit entre 3 et 12°C (Figure 3.21). Cette correction s'ajuste bien au prévision du modèle «UA». En conséquence, la déviation observée semble principalement causée par des erreurs analytiques systématiques produites lors des analyses en laboratoire.

Ainsi, le modèle «UA» est préconisé. Il appuie une perte initial d'air pour les puits «Har(P)» et «SMB4» et indique un volume d'air en excès variant entre -0.55 et 5.70 cc/Kg. Rappelons que le modèle «UA» suppose que cette perte n'a pas engendré de fractionnement. Ce postulat semble acceptable puisque la quantité d'air en excès perdue est relativement faible.

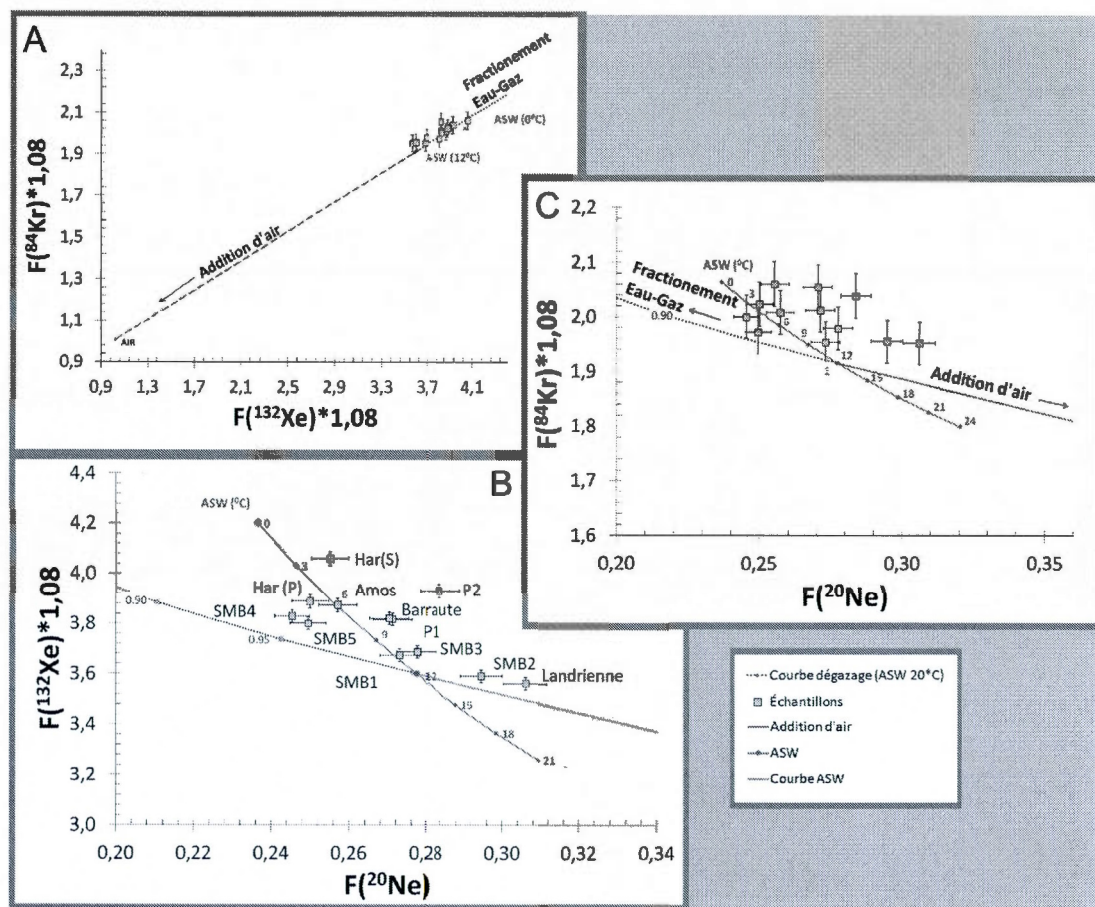


Figure 3.21 (A) $F(^{84}\text{Kr})$ en fonction du $F(^{132}\text{Xe})$; (B) $F(^{132}\text{Xe})$ en fonction du $F(^{20}\text{Ne})$; (C) $F(^{84}\text{Kr})$ en fonction du $F(^{20}\text{Ne})$ corrigés pour une perte systématique lors des analyses en Xe et en Kr de 8%. Tous les fractionnements sont comparés à ceux de l'atmosphère (ASW-entre 0 et 24°C) et à ceux correspondant à la diffusion moléculaire de Rayleigh à partir d'une température de 12°C (Courbe de dégazage). Les chiffres gris sur la courbe de dégazage désigne la valeur de fractionnement.

Notons que les concentrations en gaz nobles peuvent être issu d'un mélange entre des masses d'eaux dont les conditions de recharge diffèrent. Les températures de recharge obtenues, s'il y a présence de mélange, représentent des indicateurs des températures réelles de recharges.

3.6.1 Rétrospective sur le modèle «UA»

Le rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ indique la qualité de l'échantillonnage, des manipulations et des mesures. Il permet, lorsqu'il est comparé au rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et à la quantité d'air en excès, de mieux comprendre les différents phénomènes physiques impliqués lors du cheminement de l'eau dans l'aquifère, à partir de la recharge. Notons que le ^{20}Ne comporte 90,48% du néon totale atmosphérique. Le dépassement des rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ par rapport à celui de l'atmosphère démontre un enrichissement relatif en ^{20}Ne par rapport au ^{22}Ne pour tous les échantillons (Tab. 3.2). D'autre part, le fractionnement du ^{20}Ne augmente proportionnellement avec l'excès d'air décelé par le modèle «UA» (Figure 3.22).

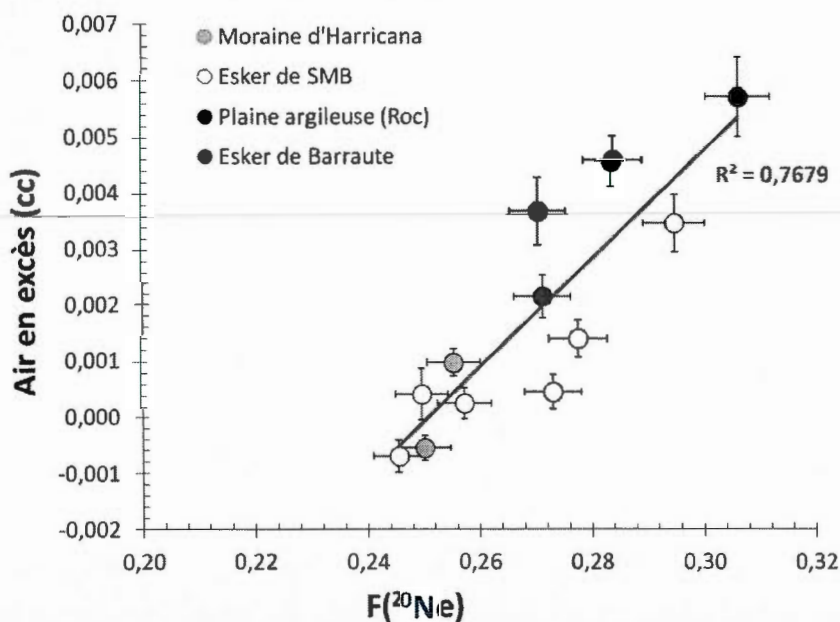


Figure 3.22 $F(^{20}\text{Ne})$ en fonction de l'excès d'air. Les points désignent les valeurs obtenues pour nos échantillons.

Afin d'obtenir un aperçu régional des processus agissant sur le néon, une comparaison entre les rapports isotopiques du néon et de la quantité d'air en excès analysé pour tous

les échantillons est avantageuse.

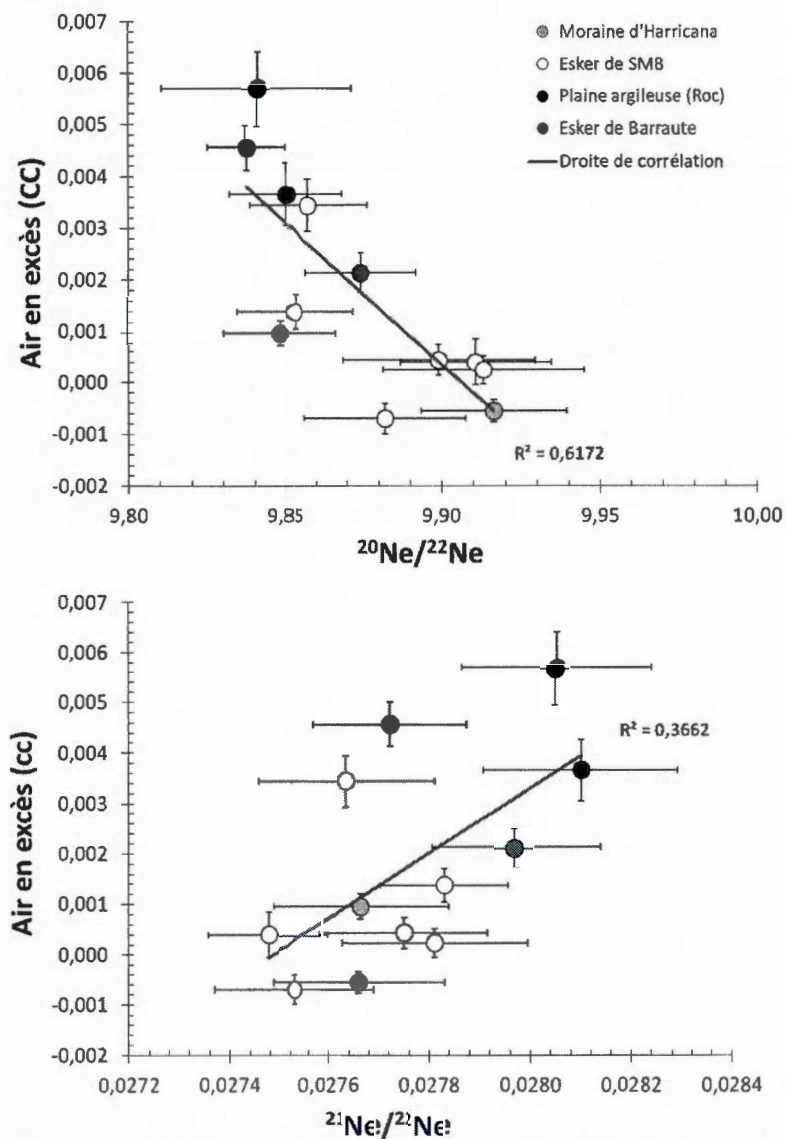


Figure 3.23 $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de l'air en excès calculé par le modèle «UA».

Le rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, contrairement au rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, diminue avec l'augmentation de l'excès d'air (Fig.3.23). Cela peut être lié aux processus survenant lors de la

recharge. Dans la moraine, la formation d'excès d'air par la tension superficielle et par la capillarité doit être mineure par rapport à celle engendrée par la pression hydrostatique liée aux fluctuations du niveau d'eau (Osenbrück *et al.*, 2009). La raison étant que la zone non-saturée de la moraine est formée principalement de sable et de gravier caractérisés par une présence faible de petits pores. Les puits de la moraine d'Harricana, en condition de nappe libre, devraient présenter une eau jeune typique de la recharge. On suppose que l'eau infiltrée au niveau de cette formation atteint en partie l'esker de Barraute.

Les puits de la moraine présente un rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ près de celui de l'atmosphère. Ce rapport augmente pour l'esker de Barraute et puis, pour les échantillons de la plaine de façon proportionnelle avec la quantité d'air dissous. En supposant que la quantité d'air en excès initial capturé s'enrichit en ^{21}Ne provenant d'une production cosmogénique in situ dans le quartz de l'aquifère de la moraine (Vermeesch *et al.*, 2012; Osawa *et al.*, 2003), et une dissolution de plus en plus importante de cet air, il semble possible que les échantillons de la plaine argileuse subissent une recharge partielle à partir de cette accumulation.

Les puits de la moraine présentent un rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ élevé par rapport à celui de l'atmosphère alors que le rapport $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ est près de celui de l'atmosphère. En les considérant comme référence pour la recharge, on obtient une quantité d'air en excès initial dissoute faible présentant une concentration en ^{20}Ne enrichie par rapport au ^{21}Ne et au ^{22}Ne .

La dissolution progressive des bulles d'air capturés serait liée à une diminution de la concentration relative en ^{20}Ne par rapport au ^{22}Ne . Cela implique l'apparition d'un autre facteur, soit la diffusion. On considère que la concentration en ^{20}Ne et en ^{22}Ne augmentent dans l'eau. Toutefois, le facteur temps entre la dissolution complète de l'excès d'air initial, implique une probable perte de ^{20}Ne de la phase gazeuse de l'excès d'air par diffusion vers les pores non-saturé de l'aquifère. Remarquons que le ^{21}Ne et le ^{22}Ne peuvent diffuser moins rapidement que le ^{20}Ne .

Ce mécanisme peut également survenir dans l'esker de Saint-Mathieu alors que les teneurs en excès d'air varie légèrement. La différence entre tous les puits de SMB est équivalente entre celle de deux puits proximales SMB(1 et 2) dont la différence principale est liée à la profondeur du puits. Remarquons que la quantité d'air en excès dissoute pour le puits le plus profond SMB2 de 3,44 cc/Kg est nettement supérieure à celle compris dans SMB1 de 0.44 cc/Kg. La même observation est visible entre le puits P1 et P2. Ces puits sont caractérisés par une diminution du rapport $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ avec la profondeur.

Il y aurait pu avoir une perte d'excès d'air pour certains échantillons en raison d'un mécanisme de transport favorisant la perte d'isotopes lourds. Cela implique une perte de $^{22}\text{Ne} > ^{21}\text{Ne} > ^{20}\text{Ne}$ avec l'augmentation de l'air en excès. Toutefois, les rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ agit différemment avec l'augmentation de l'air en excès. De plus, aucune bonne relation n'est visible entre les fractionnements des isotopes lourds et l'excès d'air. Rappelons que les échantillons présentant peu d'excès d'air montrent un enrichissement relatif en ^{20}Ne et comportent ceux situés en nappe libre. Pour que cette hypothèse soit plausible, les échantillons présentant le moins d'excès d'air devrait être estimé les plus âgés. Ceci n'est pas conforme aux estimations sur le transport et sur les temps de séjours de l'eau supposés plus courts dans la moraine d'Harricana que dans la plaine argileuse comportant l'esker de Barraute (Veillette *et al.*, 2007).

La comparaison des rapports $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ et $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ indique une corrélation inverse suggérant l'occurrence d'un fractionnement de masse dépendant de la valeur atmosphérique (Marty *et al.*, 1989) (Figure 3.24).

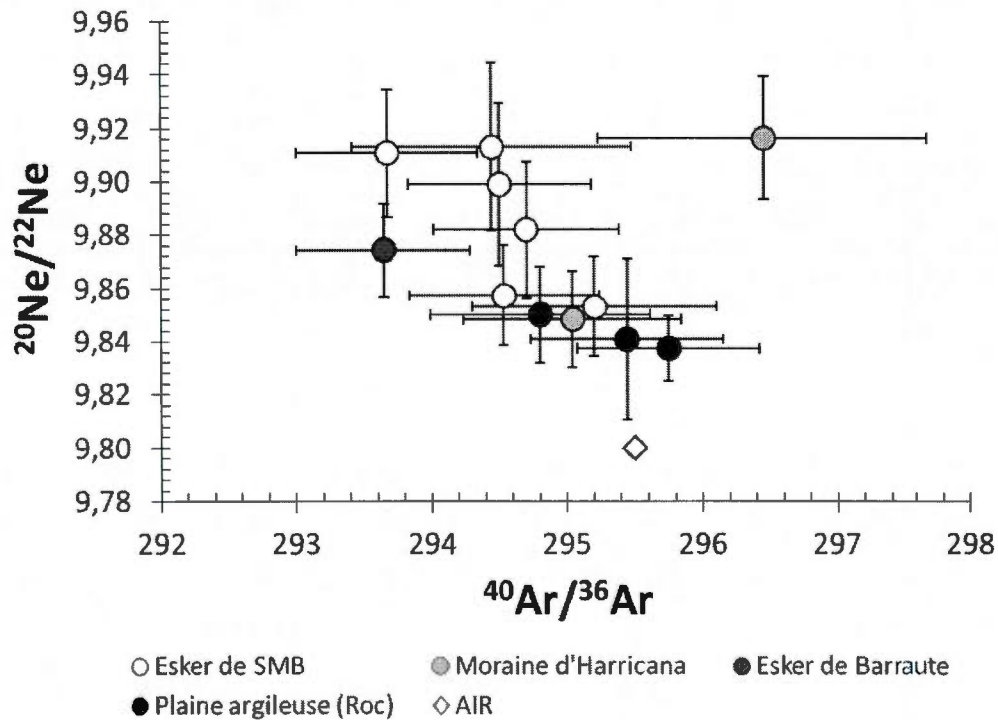


Figure 3.24 Graphique de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ en fonction de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$.

En conclusion, la fluctuation du niveau d'eau semble propice à la capture de bulles d'air dont la dissolution partielle se produit au niveau de la recharge par l'intermédiaire de la pression hydrostatique engendré à la tête du puits. Cette dissolution se complète grâce à la pression hydrostatique perçu en nappe captive. La présence de l'implication d'un phénomène de diffusion semble de plus en plus admissible. Ainsi, le modèle «UA» fournit une approximation théorique imparfaite de ce qui est observé. Toutefois, il permet d'obtenir des estimations tout de même acceptable en considérant l'erreur analytique.

3.6.2 Observations

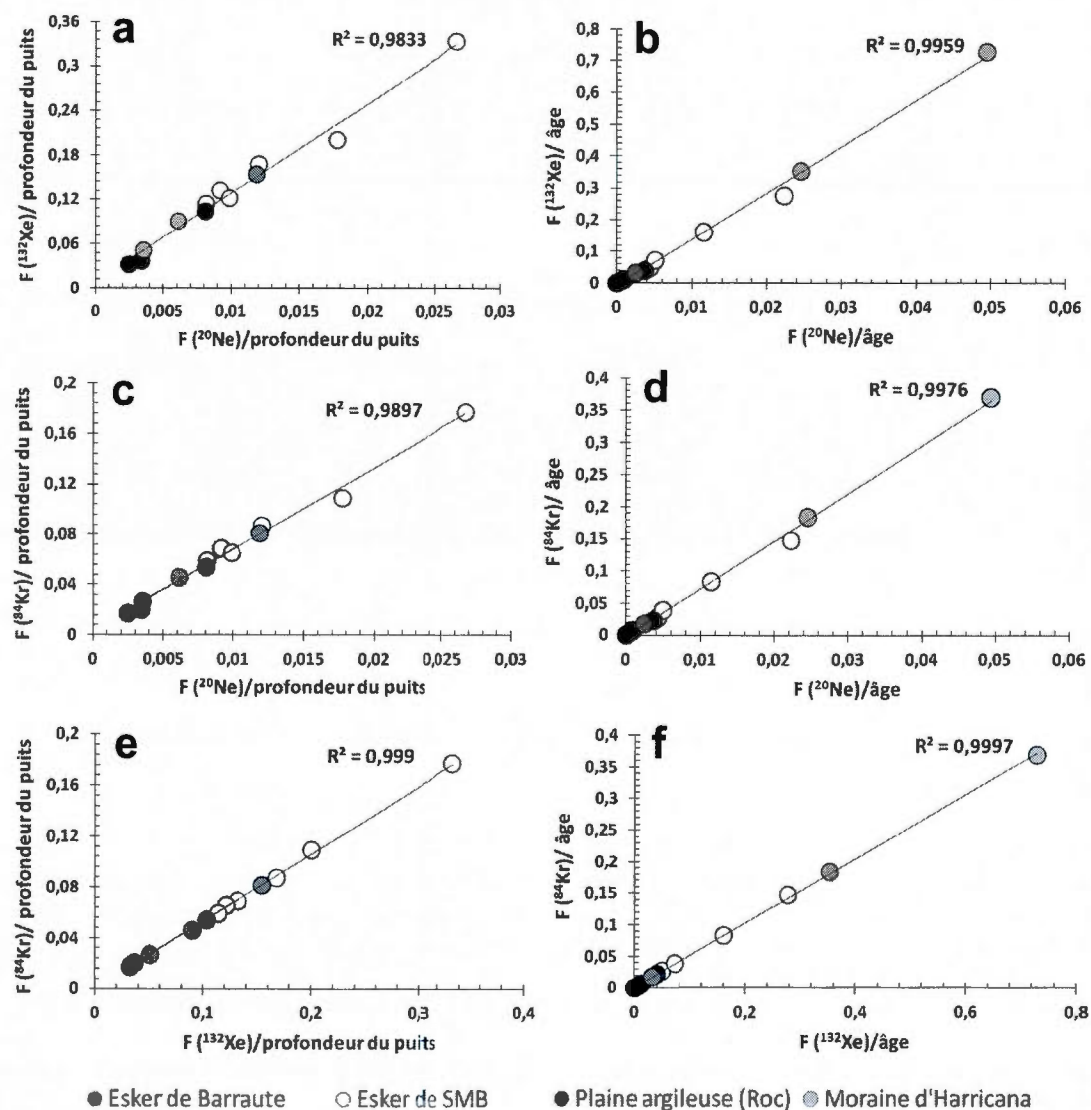


Figure 3.25 Fractionnement isotopique du ^{132}Xe , du ^{20}Ne et du ^{84}Kr normalisé par la profondeur du puits (a,c,e) et par l'âge U-Th- ^4He obtenu grâce à la méthode 3 (b,d,f).

Soulignons que nous comparons des puits dont l'eau est prélevée à différentes profondeurs. Le graphique 3.25 montre par sa bonne distributivité que les valeurs de fractionnement peuvent être influencées par la profondeur du puits et/ou le temps de séjour

de l'eau . Il indique plus précisément une relation de variation proportionnelle entre le $F(^{20}\text{Ne})$, $F(^{84}\text{Kr})$, $F(^{132}\text{Xe})$ et la profondeur. Cette variation semble aussi valable avec le temps de séjour de l'eau. Cette observation suggère une augmentation du fractionnement du ^{20}Ne , du ^{84}Kr et du ^{132}Xe en fonction du temps (et/ou avec l'augmentation de la pression dans le puits).

Cela met en évidence l'importance de la pression (profondeur des puits) et/ou du temps de séjour de l'eau pour le processus de fractionnement. Une corrélation est également visible avec l'âge $\text{U} - \text{Th} - ^4\text{He}$ de la méthode 3, mais s'avère moins uniforme.

3.7 Récapitulatifs

Une révision approfondie des datations produites à partir du tritium a démontré que des interprétations biaisées peuvent être commises en se basant seulement sur cet élément. En effet, le couplage avec son élément fils indique des processus de dispersion et de diffusion potentielle pouvant affecter de façon substantielle les âges obtenus. De ce fait, l'utilisation du *modèle d'écoulement piston* préconisé et généralement employé ne peut être appliqué de façon général. Son utilisation est conseillée seulement dans les zones où l'écoulement n'est pas suspecté dispersif et dans les zones où la recharge est jugée suffisamment rapide. La calibration des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ par comparaison avec la concentration en ^4He des échantillons, a ensuite permis la correction des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ affectés par des phénomènes de dispersion/diffusion et l'estimation des temps de séjour $\text{U} - \text{Th} - ^4\text{He}$ des échantillons dont les concentrations en tritium étaient inconnues.

Nous avons tenté de déceler l'origine de l'eau ancienne de la datation $\text{U} - \text{Th} - ^4\text{He}$ et donc également, de la source en ^4He dans l'eau. Les analyses en activation neutronique produites sur les matériaux de la moraine d'Harricana ne permettent pas de confirmer une production en ^4He provenant de celle-ci. Toutefois, le till de Matheson est caractérisé par des concentrations en U et en Th assez importantes pour pouvoir être partiellement à l'origine de l' ^4He dans l'aquifère (McClenaghan, 1990). Ainsi, un mauvais sous-échantillon des matériaux de la moraine négligeant une source riche en U et

en Th semble plausible. D'autre part, l'évolution de l'eau dans un milieu comportant une porosité faible de l'ordre de 1% dans les roches du pluton La Motte peut expliquer l'âge U-Th- ^4He des puits du secteur sud.

Une infiltration au niveau de la moraine capturant une grande quantité d'air en excès dont la dissolution se produit graduellement au cours du cheminement de l'eau est appuyée par nos données. D'autre part, les concentrations en nitrate signalent un processus de réduction du NO_3^- lié à une augmentation de l'air en excès pour les échantillons de Landrienne et P2.

Enfin, l'étude des fractionnements isotopiques indique les correctifs qui ont été appliqués lors des calculs des âges et les erreurs potentielles liées aux analyses. Ainsi, des erreurs systématiques faibles produites lors des analyses en isotopes lourds (Xe, Kr) au laboratoire de gaz rares de l'Université de Michigan sont suspectées. Les résultats en gaz nobles lourds (Ne, Ar, Kr, Xe) permettent tout de même d'obtenir des températures de recharge et des quantités d'air en excès acceptables puisqu'ils sont corrigés lors de l'analyse statistique.

CONCLUSION

Le traçage de l'eau souterraine par l'estimation des temps de séjour de l'eau dans les aquifères révèle indirectement les zones vulnérables à la contamination. Cela s'avère d'une importance notable puisque ces accumulations fluvioglaciaires constituent pour la plupart des aquifères contenant une eau potable de qualité exceptionnelle. Le choix de la zone d'étude a permis de découvrir les différents comportements de l'eau selon les trois principaux types de formations fluvioglaciaires de la région. Les travaux effectués au cours de cette maîtrise ont permis d'évaluer les facteurs impliqués lors de la recharge des différents aquifères, les processus d'échange entre ceux-ci et le taux de déplacement de l'eau.

Les résultats indiquent un mélange entre une composante radiogénique enrichie en ^4He , tritiogénique enrichie en ^3He et atmosphérique. En effet, le rapport mesuré $^3\text{He}/^4\text{He}$ normalisé à celui de l'atmosphère (R/R_a), où $R_a = 1.386 \times 10^{-6}$, varie entre 0.224 ± 0.012 pour l'eau d'un puits privé prélevée dans le roc (P1) et 1.849 ± 0.036 pour le puits d'Amos. Ainsi, deux types de datations basés sur les isotopes de l'hélium ont été appliquées, soit la datation $^3\text{H}/^3\text{He}$ et la datation U-Th- ^4He . La datation $^3\text{H} - ^3\text{He}$ indique des eaux jeunes (< 32 ans) circulant dans les matériaux fluvioglaciaires. Le gradient vertical, calculé à partir de la relation linéaire entre la profondeur des puits et l'âge $^3\text{H} - ^3\text{He}$, s'avère beaucoup plus important pour la moraine d'Harricana (~ 7 m/an), en nappe libre, que celui pour l'esker de SMB (0,9 m/an). Celui de la moraine d'Harricana correspond à un taux d'infiltration nécessitant une source supplémentaire aux précipitations, pouvant être représenté par le ruissellement à partir des hauts niveaux topographique. Ces relations, ainsi que la correspondance de la plupart de nos résultats avec la courbe des concentrations en tritium enregistrées dans les précipitations d'Ottawa entre 1952 et 2008, appuie l'utilisation du *modèle d'écoulement piston* pour le calcul

des âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$. Les résultats dont la correspondance est absente ou faible, pour les puits de la pisciculture, résultent d'une eau possiblement affectée par des processus de diffusion/dispersion et/ou de mélange. Le couplage du tritium avec son élément fils permet ainsi d'évaluer la fiabilité des datations obtenues.

Les âges U-Th- ^4He , calculés à partir d'un taux de production en ^4He *in situ* découlant des analyses en activation neutronique effectuées sur les matériaux de la moraine, sont surestimés puisqu'ils dépassent l'âge de formation des accumulations fluvioglaciales. Ceux basés sur la production moyenne en ^4He du socle fracturé de la Province du Supérieur (Pinti *et al.*, 2011) sont également très élevées, atteignant 4820 ± 80 ans dans un puits de l'esker de SMB. La comparaison entre les âges $^3\text{H} - ^3\text{He}$ et la concentration en ^4He permet l'obtention d'âges U-Th- ^4He calibrés considérés valables. Pour déterminer plus précisément la source en ^4He , des analyses sur les taux de libération en ^4He par les matériaux peu perméables sont conseillées. Des analyses supplémentaires en activation neutronique sur plusieurs types de matériaux constituant les accumulations fluvioglaciales et sur le till du secteur pourraient indiquer si une source importante riche en U et en Th n'a pas été détectée.

Ainsi, la présence d'un mélange entre de l'eau jeune tritiogénique (< 32 ans) et de l'eau ancienne radiogénique ($\sim 50-738$ ans), provenant du roc sous-jacent, est détectée dans la zone de la pisciculture de l'esker de SMB par la datation U-Th- ^4He calibrée. L'hypothèse de Veillette *et al.* (2007) suggérant une recharge de l'esker de Barraute (108 ans) en provenance de la moraine d'Harricana (5.25-10.36 ans), située à environ 10 km, est supportée par les âges U-Th- ^4He . Ces âges permettent d'estimer un taux de déplacement horizontal réaliste de 3.1×10^{-4} cm/s correspondant à la conductivité hydraulique désignée pour un mélange de silt, sable, argile et till.

Les températures de recharge (NGTs) retenues sont celles évaluées à partir d'un modèle sans fractionnement, où l'air en excès est totalement dissous dans l'eau «UA model». Elles varient entre $-0.1 \pm 0.6^\circ\text{C}$ pour le puits «P1» et 11.6°C pour un piézomètre installé dans l'esker de SMB. Les températures de recharge diminuent avec l'augmentation du

néon en excès ΔNe (%) et le $\delta^{18}\text{O}$ augmente avec les âges U-Th- ^4He calibrés. Ces relations peuvent suggérer la présence d'eau post-glaciaire caractérisée par une grande concentration de néon en excès causée par la dissolution d'air atmosphérique dans un environnement de glace. Cela semble particulièrement plausible pour le puits «P1», dont l'eau provient de l'aquifère au roc sous la plaine argileuse, qui fournit un âge d'environ 8000 ans. D'autre part, les puits Landrienne ($A=0.00570$ ccSTP ; $\text{NO}_3=0.01$ mg/L) et P2 ($A=0.00457$ ccSTP ; $\text{NO}_3=0.01$ mg/L) sont ceux présentant simultanément les plus grandes concentrations en excès d'air et les plus faibles concentrations en nitrate des échantillons de la plaine. Ainsi, ils présentent probablement de l'excès d'air dérivé de la réduction des nitrates.

Les analyses des fractionnements en isotopes lourds (Kr, Xe) indique une perte d'environ 8% produites possiblement en partie au laboratoire de gaz rares de l'Université de Michigan. Néanmoins, puisqu'aucune perte aussi importante a été remarqué pour les autres échantillons analysés par ce laboratoire, des causes potentiellement naturelles encore inconnues pourraient être prochainement étudiées. Indiquons la présence d'une relation de variation proportionnelle entre le $F(^{20}\text{Ne})$, $F(^{84}\text{Kr})$, $F(^{132}\text{Xe})$ avec la profondeur des puits et le temps de séjour de l'eau.

Cette étude fournit une meilleure compréhension des processus d'échange entre les différents aquifères de la région d'Amos. Rappelons que le temps de résidence de l'eau indique le temps nécessaire pour que l'eau soit évacué du système ainsi que les zones plus vulnérables à une contamination potentielle. En considérant la couche argileuse de la plaine imperméable à l'infiltration, il semble qu'une contamination au niveau de la moraine d'Harricana puisse se répercuter dans l'esker de Barraute et dans l'aquifère du socle rocheux de la plaine argileuse. L'esker de SMB ne semble pas connecté à l'aquifère rocheux profond des roches volcaniques de la plaine puisqu'il montre des indices géochimiques distincts. Son évolution semble indépendante, mais toutefois liée à des mélanges locaux avec de l'eau ancienne provenant du socle granitique peu perméable fragilisé. Une sorte de sous-aquifère semble ainsi formé aux endroits où la perméabilité des plutons granitiques augmente par l'intermédiaire des fissures et des fractures.

ANNEXE

Températures de recharge

Tableau 3.9 Température de recharge, «NOBLEBOOK» et «Paleotemp» (modèle «UA»)

Échantillon	«Paleotemp»		«NOBLEBOOK»					
	$T^{\circ}C$	A(cc/Kg)	$T^{\circ}C$	A(cc/Kg)	P(atm)	χ^2 (sans He)	χ^2 (avec He)	Ne_{exc} (%)
Amos	7.79 ± 0.50	0.1	7.80	0.2	0.961	6.05	202.66	2.27
Barraute	2.55 ± 0.25	2.1	4.19	2.2	0.958	7.99	1185.10	19.26
Landrienne	0.31 ± 0.01	5.7	2.64	5.7	0.958	17.49	683.89	49.95
P1	0.01 ± 0.01	3.5	-0.04	3.6	0.964	14.63	4322.32	30.57
P2	0.13 ± 0.01	4.5	-0.24	4.6	0.964	6.57	2155.59	38.08
Har (S)	2.68 ± 0.36	0.9	3.69	1.0	0.958	3.70	21.18	8.58
Har (P)	9.48 ± 0.53	-0.8	9.35	-0.5	0.958	4.42	62.51	-5.08
SMB1	11.56 ± 0.58	0.3	11.54	0.4	0.963	7.40	84.32	4.12
SMB2	6.48 ± 0.56	3.4	6.09	3.4	0.963	11.71	654.10	30.89
SMB4	9.60 ± 0.53	-1.04	9.60	-0.7	0.963	7.65	687.78	-6.62
SMB3	8.63 ± 0.51	1.3	8.63	1.4	0.963	6.77	3488.09	12.64
SMB5	6.85 ± 0.55	0.2	6.48	0.4	0.961	15.05	2641.93	3.55

Note : Les variations entre les températures de recharge décelés par *NOBLEBOOK* et le programme de Ballentine et Hall (1999b) sont faibles. Néanmoins, une déviation des températures de recharge obtenues par le programme *Paleotemp* est perceptible par rapport aux programmes de Ballentine et Hall (1999b) et *NOBLEBOOK* notamment pour les plus basses températures.

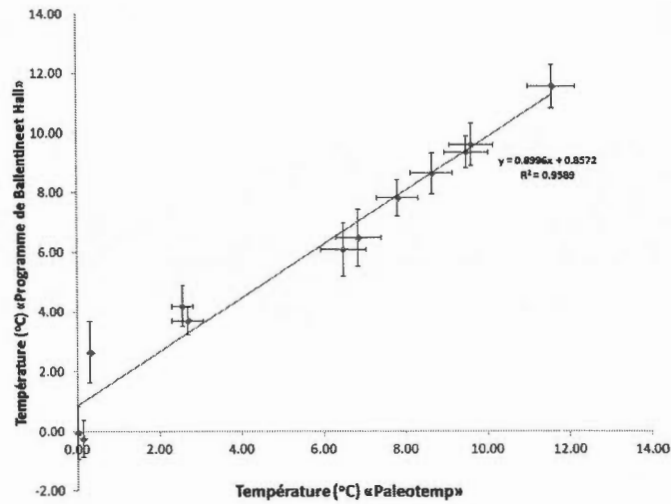


Figure 3.26 Variations entre les températures de recharge décelées par le programme *Paleotemp* par rapport à celles du programme de Ballentine et Hall (1999b)

Altitudes de recharge

Tableau 3.10 Estimation des élévations de recharge

Échantillon	Référence	Élévation avec (estimation de l'élévation de recharge) (m)
Amos	Rapport	313.14 (Estimation 315-340)
Barraute	Courbes de niveau et points cotés	309.5 (Estimation 305-400)
Landrienne	Courbes de niveau et points cotés	318 (Estimation 318-400)
P1	Surface du sol déterminé par ArcGIS	304 (Estimation 340-376)
P2	Surface du sol déterminé par ArcGIS	301 (Estimation 340-376)
Har (S)	GNSS	376 (Estimation 340-376)
Har (P)	GNSS	376 (Estimation 340-376)
SMB1	GNSS	310.933
SMB2	GNSS	310.626
SMB4	GNSS	313.342
SMB3	GNSS	310.855
SMB5	GNSS	333.478

Observations et données hydrogéochimiques

Tableau 3.11 Concentrations en mg/L en éléments dissous (NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , Mo, Si) dans l'eau pour l'année 2010 (Données UQAT)

Échantillon	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	$Mo \times 10^{-4}$	Si
Amos	0.01	18	2.8	0.72	1.8	0.15	0.05	5.4	2.5	5.9
Barraute	0.06	41	6.9	1.6	5.3	2.8	0.30	9.4	12	6.0
Landrienne	0.09	70	5.1	1.1	4.7	11	0.01	15	2.5	6.0
P1	0.20	110	42	4.4	16	0.29	0.41	2.0	11	13
P2	0.08	0.084	0.017	0.24	130	0.42	0.01	0.05	13	8.4
Har (S)	0.01	49	4.3	2.1	3.6	30	0.17	11	2.5	4.4
Har (P)	0.01	38	3.0	2.3	1.4	0.28	0.18	9.2	2.5	4.3
SMB1	0.03	17	3.6	0.77	1.8	0.15	0.05	6.2	5.3	5.4
SMB2	0.03	21	3.7	0.81	1.7	0.15	0.05	6.9	6.1	5.7
SMB4	0.03	15	1.8	0.60	1.7	0.15	0.05	6.0	9.3	6.2
SMB3	0.04	15	2.9	1.2	1.7	0.15	0.05	12	32	4.6
SMB5	0.03	14	2.9	0.65	2.1	0.15	0.05	7.4	13	6.4

Log stratigraphique

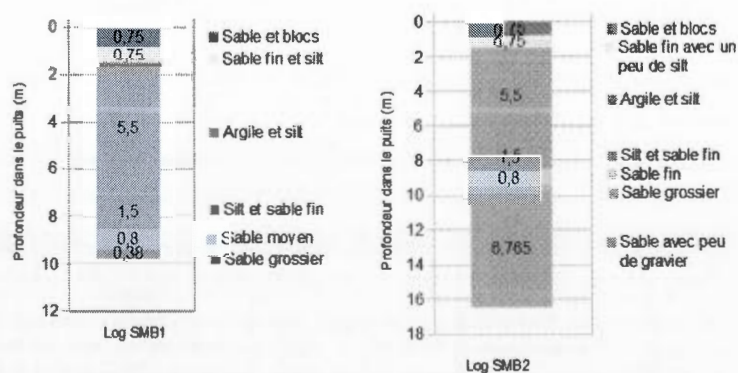


Figure 3.27 Log stratigraphique des puits SMB1 et SMB2

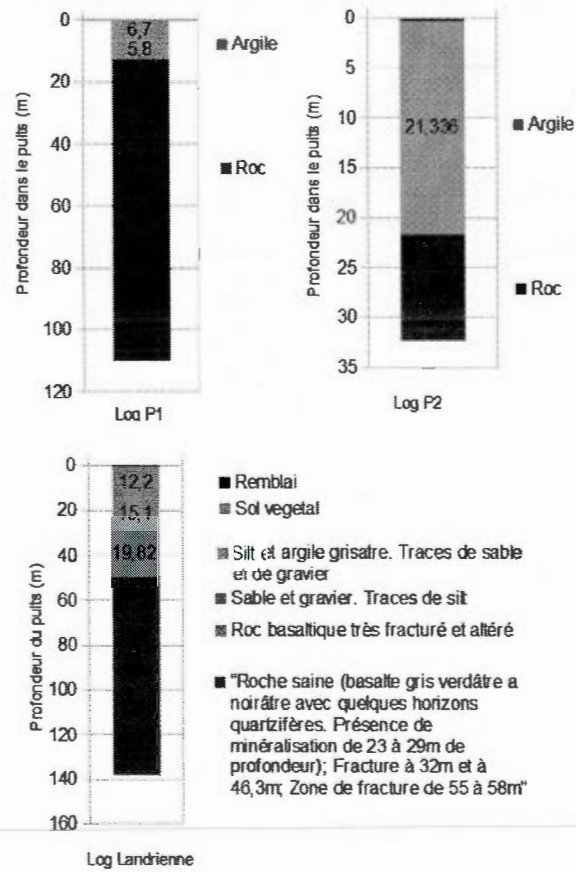


Figure 3.28 Log stratigraphique des puits P1, P2 et Landrienne

BIBLIOGRAPHIE

- Aeschbach-Hertig, W., Beyerle, U., Holocher, J., Peeters, F. et Kipfer, R. (2002). Excess air in groundwater as a potentiel indicator of past environmental changes. Dans *Study of Environmental Change using Isotope Techniques*, 174–183. IAEA.
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U. et Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35(9), 2779–2792. <http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900130>
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U. et Kipfer, R. (2000). Palaeotemperature reconstruction from noble gases in groundwater taking into account equilibration with entrapped air. *Nature*, 405, 1040–1044.
- Aeschbach-Hertig, W., Schlosser, P., Stute, M., H.J., S., A., L. et J.F, C. (1998a). A $^3\text{H}/^3\text{He}$ study of ground water flow in a fractured bedrock aquifer. *Ground Water*.
- Aeschbach-Hertig, W., Schlosser, P., Stute, M., Simpson, H., Ludin, A. et Clark, J. (1998b). A $^3\text{H}/^3\text{He}$ study of ground water flow in a fractured bedrock aquifer. *Ground Water*, 36(4), 661–670.
- Allard, M. (1974). Géomorphologie des eskers abitibiens. *Cahiers de géographie de Québec*, 18, 271–296.
- Almasri, M. et Kaluarachchi, J. (2004). Assessment and management of long-term nitrate pollution of ground water in agriculture-dominated watersheds. *Journal of Hydrology*, 295, 225–245.
- Alvarado, J. C., Purtschert, R., Hinsby, K., Troldborg, L., Hofer, M., Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W. et Arno-Synal, H. (2005). ^{36}Cl in modern groundwater dated by a multi-tracer approach ($^3\text{H}/^3\text{He}$, SF_6 , CFC-12 and ^{85}Kr) : a case study in quaternary sand aquifers in the Odense Pilot River Basin, Denmark. *Applied geochemistry*, 20(3), 599–610.
- Amos (1999). Résumé du mémoire présenté au bureau d'audience publique sur l'environnement.
- Andrews, J. N. et Lee, D. J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *Journal of Hydrology*, 41(3), 233–252.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada. *Geol. Surv. Can*, 146, 142.

- Attendorn, H.-G. et Bowen, R. (1997). *Radioactive and stable isotope geology*. Numéro 3. Springer.
- Babineau, J. (1985). Géologie de la région de La Motte. *Abitibi : Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET, 84*, 03–17.
- Ballentine, C. et Burnard, P. (2002). Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Rev. Mineral. Geochem.*, 47, 481–538. doi :10.2138/rmg.2002.47.12.
- Ballentine, C. et Hall, C. (1999a). An inverse technique for calculating groundwater paleotemperature and other variables using noble gas concentrations in groundwater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 2315–2336.
- Ballentine, C. et Hall, C. (1999b). Determining paleotemperature and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water - The composition and origin of the ore fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(16), 2315–2336. [http://dx.doi.org/doi:10.1016/S0016-7037\(99\)00131-3](http://dx.doi.org/doi:10.1016/S0016-7037(99)00131-3). Récupéré de <http://www.ingentaconnect.com/content/els/00167037/1999/00000063/00000016/art00131>
- Ballentine, C. et O'Nions, R. (1992). The nature of mantle neon contributions to Vienna Basin hydrocarbon reservoirs. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4), 553 – 567. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90131-E](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(92)90131-E)
- Ballentine, C., O'Nions, R., Oxburgh, E., Horvath, F. et Deak, J. (1991). Rare gas constraints on hydrocarbon accumulation, crustal degassing and groundwater flow in the Pannonian Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(13), 229 – 246. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90133-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(91)90133-3)
- Banerjee, I. et McDonald, B. (1975). Nature of esker sedimentation. In S. of economic paleotologists et mineralogists (dir.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, numéro 23 132–154. Jopling, A.V. and McDonald, B.C.
- Barber, D., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J., Kerwin, M., Bilo-deau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. et Gagnon, J.-M. (1999). Forcing of the cold event 8200 years ago by outburst drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344–348.
- Barnes, C., Jacobsen, G. et Smith, G. (1992). The origin of high nitrate ground waters in the Australian arid zone. *J. Hydrol.*, 137, 181–197.
- Bauera, S., Fuldab, C. et SchaËferc, W. (2001). A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers ^3h , ^85kr , cfc-113 and sf₆-indication for retarded transport of cfc-113. *Journal of Hydrology*, 248(1-4), 14–34.
- Belot, Y., Roy, M. et Métivier, H. (1996). *Le tritium de l'environnement à l'homme*. Collection IPSN. Les Ulis.

- Benson, B. et Krause, D. (1980). Isotopic fractionation of helium during solution : A probe for the liquid state. *J. Solution. Chem.*, 9(12), 895–909.
- Bernat, M. (1969). Utilisation des méthodes basées sur le déséquilibre radioactif dans la géologie du Quaternaire. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Géologique I (2)*, 3–27.
- Bethke, C. M., Zhao, X. et Torgersen, T. (1999). Groundwater flow and the ^4He distribution in the Great Artesian Basin of Australia. *J. Geophys. Res.*
- Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Imboden, D., Baur, H. et Kipfer, R. (1999). Infiltration of river water to a shallow aquifer investigated with ^3H – ^3He , noble gases and CFCs. *Journal of Hydrology*, 220, 169–185.
- Beyerle, U., Rueedi, J., Leuenberger, M., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Kipfer, R. et Dodo, A. (2003). Evidence for periods of wetter and cooler climate in the Sahel between 6 and 40kyr BP derived from groundwater. *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1173–1177.
- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. et Winship, P. (2002). Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 267(3–4), 147–159.
- Blanchette, D., Cloutier, V., Lefebvre, R. et Clark, I. (2011). Hydrochemical characterisation of groundwater to understand the flow dynamics of the Saint-Mathieu/Berry Esker, Abitibi, Québec. *Geohydro.*
- Béland Otis, C. (2009). *Géochimie des gaz rares des saumures et gaz naturel du réservoir de Bécancour, Québec, Canada*. (Mémoire présenté comme exigence partielle de la maîtrise en Sciences de la Terre). Université du Québec à Montréal.
- Bolduc, A. (1992). *The formation of eskers based on their morphology, stratigraphy, and lithologic composition, Labrador, Canada*. (Thèse de doctorat). Lehigh University, Department of Geological Sciences.
- Bolduc, A., Evenson, E. et Klassen, R. (1988). Transport distances of coarse debris during esker formation : An insight from eskers in Labrador. Dans *Geological Association of Canada, Association of Canada and Canadian Society of Petroleum Geologists (GAC-MAC)*, numéro 13 de A12, annual meeting, St-John's, Newfoundland.
- Bolduc, A., J-Paradis, S., Riverin, M.-N., Lefebvre, R. et Michaud, Y. (2005). A 3D geomodel for groundwater research : The case of Saint-Mathieu-Berry esker, Abitibi, Québec, Canada. *Geological Survey of Canada*.
- Bolduc, A., Klassen, R. et Evenson, E. (1987). Cobble lithologies in eskers of central Labrador. Dans *Current Research, Geological Survey of Canada*, numéro 87 :A12.
- Bolduc, A., Riverin, M.-N., Fallara, F., Paradis, S. et Lefebvre, R. (2004). Modélisation 3D du segment sud de l'esker de Saint-Mathieu de Berry près d'Amos, Abitibi. *Congrès quadriennal de l'AQQUA, Québec 2004, Programme et résumés*, p. 4.

- Bolduc, A., Riverin, M.-N., Lefebvre, R., Fallara, F. et Paradis, S. (2006). Eskers : À la recherche de l'or bleu. *La Science au Québec*.
- Brazeau, A. (2007). Inventaire des ressources en granulats de la région de Barraute (32c05), Québec. 2–28.
- Brennand, T. A. (2000). Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics : inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, 32, 263–293.
- Canada Lithium Corp. (2012). Lithium : moteur de notre croissance. Récupéré de <http://www.canadalithium.com/fr/Consultants.asp>
- Castelli, S. (2008). Caractérisation de la phase minéralogique de sédiments prélevés à l'esker Saint-Mathieu-Berry, Amos. Cours Minéralogie appliquée à l'étude des minerais et leur traitement GNM1001, Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Rouyn-Noranda, Québec, Canada.
- Castelli, S. (2012). *Hydrogéochimie des sources associées aux eskers de l'Abitibi, Québec*. (Mémoire de maîtrise). École Polytechnique de Montréal.
- Castelli, S., Cloutier, V. et Blanchette, D. (2011). Hydrogéochimie et qualité de l'eau des sources associées aux eskers de l'Abitibi, Québec.
- Chen, D. L., Chalk, P. et Freney, J. (1998). Nitrogen transformations in a flooded soil in the presence and absence of rice plants : 2. Denitrification. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 51, 269–279.
- Clark, I. et Fritz, I. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press Lewis Publishers.
- Clark, P. et Walder, J. (1994). Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 304–314.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Savard, M. et Therrien, R. (2009). Desalination of a sedimentary rock aquifer system invaded by Pleistocene Champlain Sea water and processes controlling groundwater geochemistry. *Environ Earth Sci*.
- Cloutier, V., Veillette, J., Roy, M., Bois, D., Gagnon, F. et de Corta, H. (2007a). Atlas sur les eaux souterraines de la MRC d'Abitibi.
- Cloutier, V., Veillette, J., Roy, M., Gagnon, F. et Bois, D. (2007b). Regional hydrogeochemistry of groundwater in fractured Canadian Shield rock and glaciofluvial formations in Abitibi, Québec. Dans *60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint CGS/IAH-CNC Groundwater Conference*, Ottawa.
- Cook, P. et Solomon, D. (1997a). Recent advances in dating young groundwater : chlorofluorocarbons, $^3\text{H}/^3\text{He}$ and ^{85}Kr . *J. Hydrol.*, 191, 245–265.

- Cook, P. et Solomon, D. (1997b). Recent advances in dating young groundwater : chlorofluorocarbons, ^3H and ^85Kr . *Journal of Hydrology*, 191(1), 245–265.
- Costa, J., Massone, H., Martinez, D., Suero, E., Vidal, C. et Bedmar, F. (2002). Nitrate contamination of a rural aquifer and accumulation in the unsaturated zone. *Agricultural Water Management*, 57, 33–47.
- Danckwerts, P. (1953). Continuous flow systems. Distribution of residence times. *Chem. Eng. Sci.*, 2(1), 1–18.
- DNEMT and BRGM (2000). *Eau Minérale et Radioactivité*. Rapport technique 15, Division nationale des eaux minérales et thermales (DNEMT), Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM).
- Dyke, A. et Prest, V. (1987). Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, XLI, 237–263.
- Dyke, A. S. et England, J. (2003). Canada's most northerly postglacial bowhead whales (*Balaena mysticetus*) : Holocene sea-ice conditions and polynya development. *Arctic*, 14–20.
- Elodie, J. (2008). *Monitoring géochimique par couplage entre les gaz rares et les isotopes du carbone : Étude d'un réservoir naturel*. (Thèse de doctorat). Université Paris-Sud 11.
- Environnement Canada, C. (2013). Rapport de données mensuelles. Récupéré de http://climat.meteo.gc.ca/climateData/monthlydata_f.html
- ESKA (2012). L'histoire naturelle d'eska. Récupéré de <http://www.eaueska.com/abouteska/index.html>
- Fanale, F. et Cannon, W. (1971). Adsorption on the Martian regolith. *Nature*, 230, 502–504.
- Farley, K. A. (2002). (u-Th)/He Dating : Techniques, Calibrations, and Applications. In D. Porcelli, C. Ballentine, et R. Wieler (dir.), *Nobles Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*, volume 47 chapitre 18, 819–844. Reviews in Mineralogy and Geochemistry.
- Foster, S. (2000). The Ninth Ineson Lecture : Assessing and Controlling the Impacts of Agriculture on Groundwater from Barley Barons to Beef Bans. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 33(4), 263–280.
- Frick, U. et Chang, S. (1977). Ancient carbon and noble gas fractionation. *Proc. Lunar, Sci. Conf 8th*, 263–272.
- Geyh, M. (2001). *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*, volume Volume IV : Eau souterraine, chapitre Chapitre 3 : Aspects Hydrodynamiques

- Giannesini, S. (2006). *Géochimie isotopique des eaux de formations argileuses et calcaires du site Andra de Meuse/Haute-Marne*. (Thèse de doctorat). École doctorale Sciences de l'Environnement.
- G.S.C. et Dawson, K. (1964). *Geology, PREISSAC-LACORNE BATHOLITH, Quebec : 1 :63000*. Map 1179a, Geological Survey of Canada.
- Hardy, L. (1976). *Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie James*. (Thèse de doctorat). Université Mcguill.
- Hardy, L. (1977). La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la Baie James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31, 261–273.
- Heaton, T., Talma, A. et Vogel, J. (1983). Origin and history of nitrate in confined ground water in the western Kalahari. *J. Hydrol.*, 62, 243–262.
- Heaton, T. et Vogel, J. (1981). Excess air in groundwater. *J. Hydrol.*, 50, 201–216.
- Hiyagon, H. et Kennedy, B. (1992). Noble gases in CH_4 -rich gas fields, Alberta, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Hocq, M. et Martineau, G. (1994). *Géologie du Québec-Le Quaternaire*, 121–128. Les Publications du Québec.
- Holocher, J., Peeters, F., Aeschbach-Hertig, W., Kinzelbach, W. et Kipfer, R. (2003). Kinetic model of gas bubble dissolution in groundwater and its applications for the dissolved gas composition. *Environ. Sci. Technol.*, 37, 1337–1343.
- Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F. et Stute, M. (2002). Noble gases in lakes and ground waters. In C. B. D. Porcelli et R. Wieler (dir.), *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Rev. Mineral. Geochim.*, volume 47 615–700. Washington, DC.
- Klump, S., Cirpka, O. A., Surbeck, H. et Kipfer, R. (2008). Experimental and numerical studies on excess-air formation in quasi-saturated porous media. *Water Resources Research*, 44(5).
- Kuznetsov, Y., Legin, V., Lisitsyn, A. et Simonyak, Z. (1964). Radioactive ocean suspensions. I. Isotopes of thorium in ocean suspensions. *Radiokhimiya (USSR) For English translation see Sov. Radiochem. (Engl. Transl.)*, 6.
- Labbé, J. (1995). *Géologie de la région d'Amos*. Ministère des ressources naturelles, Secteur des mines, Géologie Québec.
- Labbé, J. (1999). *Études géologiques dans la région d'Amos (recueil de 4 articles)*. Publication du gouvernement du Québec, Géologie Québec.
- Lajeunesse, P. et St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, 1(3), 184–188.

- Lal, D. (1988). In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 355–388.
- Lal, D. et Peters, B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II* 551–612. Springer.
- Landry, B. et Mercier, M. (1992). *Notions de Géologie* (3ème édition éd.).
- Levasseur, D. (1993). *Les eskers de la région de Chapais (Québec), : caractéristiques générales et dispersion fluvioglaciaire élastique des éléments grossiers*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Levasseur, D. et Prichonnet, G. (1995). La dispersion élastique des débris rocheux dans les eskers et le till adjacent de la région de Chapais-Chibougamau (Québec) au Wisconsinien supérieur. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 32(5), 590–602.
- Lin, M., Castro, M. C. et Hall, C. M. (2009). Atmospheric noble gas signatures in deep michigan basin brines as indicators of a past thermal event. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1-2), 137 – 147.
- Luca, L. et Unterweger, M. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *J.Res. Natl. Inst. Stand. Technol*, 105, 541–549.
- Mamyrin, B. et Tolstikhin, I. (1984). Helium isotopes in nature. In W.S. Fyfe (dir.), *Developments in Geochemistry*. New York : Elsevier.
- Maqsoud, A., Veillette, J. et Bakalowicz, M. (2004). Hydrochimie de l'esker Saint-Mathieu-Berry, Abitibi, Québec. 28–35. 57ième Congrès Canadien de Géotechnique, GeoQuébec2004.
- Marsily, G., Gonçalves, J., Violette, S. et Castro, M. (2002). Migration mechanisms of radionuclides from a clay repository toward adjacent aquifers and the surface. *Comptes Rendus Physique*, 3(7), 945–959.
- Marty, B., Jambon, A. et Sano, Y. (1989). Helium isotopes and co; sub; 2i/sub; i in volcanic gases of japan. *Chemical Geology*, 76(1), 25–40.
- Massmann, G., Sültenfuß, J. et Pekdeger, A. (2009). Analysis of long-term dispersion in a river-recharged aquifer using tritium/helium data. *Water Resources Research*, 45(2).
- Matsumoto, T., Honda, M., McDougall, I., Yatsevich, I. et O'Reilly, S. (2003). Isotope fractionation of neon during stepheating extraction ? : a comment on Re-interpretation of the existence of a primitive plume under Australia based on neon isotope fractionation during step heating by Gautheron and Moreira. *Terra Nova*, 16, 23–26.
- Mazor, E. (1972). Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters ; Jordan Rift Valley, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 1321–1336. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(72\)90065-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(72)90065-8)

- McClenaghan, M. (1990). *Summary of Results From the Black River-Matheson (BRiM) Reconnaissance Surface Till Sampling Program*. Rapport technique, Ministry of Northern Development and Mines ; Ontario Geological Survey.
- MEFI (1996). *Les techniques isotopiques : application aux eaux minérales*. Rapport technique, Ministère de l'économie, des Finances et de l'Industrie (MEFI), Division nationale des eaux minérales et thermales, bureau de recherches géologiques et minières.
- Mercury, L., Pinti, D. et Zeyen, H. (2004). The effect of negative pressure of water on the atmospheric noble gas solubility in ground water and palaeotemperature reconstruction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223, 147–161.
- Mook, W. (2001). *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*, volume Volume I : Introduction Théorie, Méthode, Revue, chapitre Chapitre 3 : Aspects Hydrodynamiques
- Moore, K. B., Ekwurzel, B., Esser, B. K., Hudson, G. B. et Moran, J. E. (2006). Sources of groundwater nitrate revealed using residence time and isotope methods. *Applied Geochemistry*, 21(6), 1016 – 1029. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.03.008>
- Moreno, F., Cayuela, J., Fernández, J., Fernández-Boy, E., Murillo, J. et Cabrera, F. (1996). Water balance and nitrate leaching in an irrigated maize crop in SW Spain. *Agricultural Water Management*, 32(1), 71–83.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Masuda, H., Ohwada, M., Nakama, A., Nagao, K. et Sumino, H. (2008). Relationship between geological structure and helium isotopes in deep groundwater from Osaka Bassin : Application to deep groundwater hydrology. *Geochemical Journal*, 42, 61–74.
- Moula, A., Guendouz, A. et Cherchali, M. (2002). Contribution des isotopes à l'étude des ressources en eaux souterraines transfrontalières en Algérie. *Series on Groundwater*.
- Mulja, T., Williams-Jones, A., Wood, S. et Boily, M. (1995a). Geology and mineralogy : The rare-element-enriched monzogranite-pegmatite-quartz vein systems in the Preissac-La Corne batholith. Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 33, 793–815.
- Nadeau, S. (2011). *Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James (Québec)*. (Département de géographie). UQAM.
- OANA, S. (1957). Bestimmung des Argons im besonderen Hinblick auf gelöste gases in natürlichen Wässern. *J. Earth Sci. (Nagoya Univ.)*, 5, 103–124.
- Observatoire de l'Abitibi Témiscamingue (2010). Galerie des cartes. Récupéré de <http://www.observat.qc.ca/galerie-des-cartes>
- Olive, P., Hubert, P. et Ravailleau, S. (1996). Practical estimation of european groundwaters age with tritium. *Rev.Sci.Eau*, 4.

- Osawa, T., Nageo, K., Noguchi, T., Nakazawa, A. et Mikada, J.-I. (2003). Remnant extraterrestrial noble gases in antarctic cosmic spherules. *Antarctic Meteorite Research*, 16, 196–219.
- Osenbrück, K., Stadler, S., Sültenfuß, J., Suckow, A. et Weise, S. (2009). Impact of recharge variations on water quality as indicated by excess air in groundwater of the Kalahari, Botswana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 911–922.
- Ozima, M. et Alexander, E. (1976). Rare gas fractionation patterns in terrestrial samples and the earth atmosphere evolution model. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 14, 385–390.
- Ozima, M. e. F. A. P. (1995). Noble Gas Geochemistry. *Science*, 269, 379–383.
- Paradis, S. (2005). *Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Lac Castagnier, Québec*. Commission géologique du Canada. Carte 1991A, 1 :100 000 scale.
- Pauwels, H., Foucher, J. et Kloppmann, W. (2000). Denitrification and mixing in a schist aquifer : influence on water chemistry and isotopes. *Chemical Geology*, 168, 307–324.
- Philippe, . (2011). *Contribution à la modélisation du transfert des nitrates au travers de la zone non saturée à l'échelle régionale : application au bassin de la Seine*. (Thèse de doctorat). École nationale supérieure des mines de Paris.
- Pinti, D. et Eddy, V. (1998). Paleotemp : A *MATHEMATICA* © program for evaluating paleotemperatures from concentration of atmosphere-derived noble gases in ground water. *Computers and geosciences*, 24(1), 33–44.
- Pinti, D. et Marty, B. (1995). Noble gases in crude oils from the Paris Basin, France. Implications for the origin of the fluids and constraints on oil-water-gas interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3389–3404.
- Pinti, D. et Marty, B. (1998). The origin of helium in deep sedimentary aquifers and the problem of dating very old groundwaters. 144, 53–68.
- Pinti, D. L., Béland-Otis, C., Tremblay, A., Castro, M. C., Hall, C. M., Marcil, J.-S., Lavoie, J.-Y. et Lapointe, R. (2011). Fossil brines preserved in the St-Lawrence Lowlands, Québec, Canada as revealed by their chemistry and noble gas isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(15), 4228 – 4243. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2011.05.006>
- Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union.no, Hydrology*, 914–923.
- Ressources Naturelles et Faune du Québec (2012). Activité minières-Région de l'Abitibi-Témiscamingue (08) partie 1. Récupéré de <http://www.mrn.gouv.qc.ca/publications/mines/act-min-abitibi-1.pdf>

- Ringrose, S., Vanderpost, C. et Matheson, E. (1998). Analysis of soil organic carbon and vegetation cover trends along the Botswana Kalahari transect. *J. Contam. Hydrol.*, 38(3), 379–396.
- Riverin, M. (2006). *Caractérisation et modélisation de la dynamique d'écoulement dans le système aquifère de l'esker Saint-Mathieu / Berry, Abitibi, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Rompé, M. et Carrier, D. (1997). Étude pédologique des sols défrichés de l'Abitibi-Témiscamingue. Centre de recherche et d'expérimentation en sols, Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec. p. 15.
- Rondot, J. (1982). *L'esker du Lac Berry*. Géologie pour tous. Ministère de l'énergie et des ressources, Direction de la géologie, Québec (Province).
- Roy, M., DellOste, F., Veillette, J., de Vernal, A., Hélie, J.-F. et Parent, M. (2011). Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*, 30(5), 682–692.
- Rozanski, K., Bartyzel, J., Dulinski, M., Kuc, T., Sliwka, I., Mochalski, P., Kania, J. et Wiczak, S. (2013). Dating of young groundwater using tritium and gaseous tracers (SF₆, SF₅CF₃, CFC-12, H-1301) : case study from southern Poland. Dans *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 15 de *EGU General Assembly Conference Abstracts*, p. 5424.
- Rudolph, J., Blavoux, B., Dray, M. et Olive, P. (1984). Utilisation des gaz rares pour la détermination des conditions climatiques lors de la recharge des nappes aquifères profondes. Cas des grès triasiques de Lorraine. 10e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux. *Soc. Géol. Fr. Edit. Paris*, p. 490.
- Saar, M., Castro, M., Hall, C., Manga, M. et Rose, T. (2005). Quantifying magmatic, crustal, and atmospheric helium contributions to volcanic aquifers using all stable noble gases : Implications for magmatism and groundwater flow. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Sano, Y., Wakita, H. et Huang, C. (1986). Helium flux in a continental land area estimated from ³He/⁴He ratio in northern Taiwan. *Nature*, 323(6083), 55–57. <http://dx.doi.org/10.1038/323055a0>. Récupéré de <http://dx.doi.org/10.1038/323055a0>
- Schlosser, P., Stute, M., Sonntag, C. et Münnich, K. O. (1989). Tritogenic ³He in shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(34), 245 – 256. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90144-1](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(89)90144-1)
- Smith, S. et Kennedy, B. (1983). The solubility of noble gases in water and NaCl brine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 503–515.
- Solomon, D., Hunt, A. et Poreda, R. (1996). Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers : Implications for dating young groundwater. *Water Resources Research*, 32(6), 1805–1813.

- Solomon, D., Schiff, S., Poreda, R. et Clarke, W. (1993). A validation of the $^3\text{H}/^3\text{He}$ method for determining groundwater recharge. *Water Resources Research*, 29(9), 2951–2962.
- Stadler, S., Talma, A., Tredoux, G. et Wrabel, J. (2012). Identification of sources and infiltration regimes of nitrate in the semi-arid Kalahari : Regional differences and implications for groundwater management. *Water SA*, 38(2), 213–224. Récupéré de <http://www.wrc.org.za>
- Stute, M., Forster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J. F., Schlosser, P., Broecker, W. S. et Bonani, G. (1995). Cooling of tropical Brazil during the last glacial maximum. *Science*, 269, 379–383.
- Stute, M. et Schlosser, P. (2000a). Atmospheric noble gases. In Cook P and Herczeg A.L. eds, *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publisher, Boston, p. 529.
- Stute, M. et Schlosser, P. (2000b). Tritium/ ^3He measurements as calibration tools in groundwater transport modelling. Dans *Tracers and Modelling in Hydrogeology*, numéro 262, 33–38., Belgium. TraM'2000 Conference held at Liège, IAHS Publication.
- Sugisaki, R. (1961). Measurement of effective flow velocity of ground water by means of dissolved gases. *American Journal of Science*, 259(2), 144–153. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.259.2.144>
- Tolstikhin, I. et Kamensky, I. (1969). Determination of groundwater ages by T- ^3He method. *Geochim. Int.*, 6, 810–811.
- Tolstikhin, I., Lehmann, B., Loosli, H. et Gautschi, A. (1996). Helium and argon isotopes in rocks, minerals, and related groundwaters : A case study in northern Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1497–1514.
- Torgersen, T. et Clarke, W. (1985). Helium accumulation in groundwater. An evaluation of sources and the continental flux of crustal ^4He in the Great Basin, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1211–1215.
- Toth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent : An overview of the causes, processes and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1–14.
- Veillette, J. (1983). Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(1), 67–84.
- Veillette, J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), 7–31.
- Veillette, J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial Lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13, 945–971.

- Veillette, J. (1997). Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), 141–161.
- Veillette, J. (2000). *Un roc ancien rajeuni par les glaciers ; dans Abitibi-Témiscamingue : de l'emprise des glaces à un foisonnement d'eau et de vie : 10 000 ans d'histoire ; sous la direction de Fernand Miron*, chapitre 1, 1–38. Éditions MultiMondes, Sainte-Foy, Québec.
- Veillette, J. (2004). Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Cadillac, Québec; Commission géologique du Canada, carte 2019a, 1 :100 000. Récupéré de <http://publications.gc.ca/site/fra/258871/publication.html>
- Veillette, J., Cloutier, V., de Corta, H., Gagnon, F., Roy, M., Douma, M. et Bois, D. (2007). A complex recharge network, the Barraute esker, Abitibi, Québec. Dans *Proceedings, 8th Joint CGS/IAH-CNC Conference*, Ottawa.
- Veillette, J. et McClenaghan, B. (1996). Les écoulements glaciaires de l'Abitibi-Témiscamingue, Québec et Ontario : implications pour l'exploration minérale et la répartition des dépôts carbonates provenant des basses terres de la baie d'Hudson. Commission géologique du Canada, Dossier public 3033, carte 1/500 000.
- Vermeesch, P., Balco, G., Blard, P.-H., Dunai, T. J., Kober, F., Niedermann, S., Shuster, D. L., Strasky, S., Stuart, F. M., Wieler, R. *et al.* (2012). Interlaboratory comparison of cosmogenic ^{21}Ne in quartz. *Quaternary Geochronology*.
- Vojel, J., Talma, A. et Heaton, T. (1981). Gaseous nitrogen as evidence for denitrification in ground water. *J. Hydrol.*, 50, 191–200.
- Weber, W. et Latulippe, M. (1964). *Région d'Amos-Barraute compté d'Abitibi-Est*. Rapport géologique 109, Ministère des ressources naturelles, province du Québec, Canada, pages 3-7.
- Weiss, R. (1968). Piggyback sampler for dissolved gas studies on sealed water samples. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 15(6), 695 – 699. [http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90082-X](http://dx.doi.org/10.1016/0011-7471(68)90082-X)
- Weiss, R. (1971). The solubility of helium and neon in water and seawater. *J.Chem.Eng.Data*, 16, 721–735.
- Wetherill, G. (1953). Spontaneous fission yields from uranium and thorium. *Phys. Rev.*, 92, 907–912. doi :10.1103/PhysRev.92.907.
- Wetherill, G. (1954). Spontaneous fission yields from uranium and thorium. *Phys. Rev.*, 96, 679–683. doi :10.1103/PhysRev.96.679.
- Zhu, C. et Kipfer, R. (2010). Noble gas signatures of high recharge pulses and migrating jet stream in the late Pleistocene over Black Mesa, Arizona, United States. *Geology*, 38(1), 83–86.